Н.П.ЮСУБОВ, И.С.ГУЛИЕВ

ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ И УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СИСТЕМЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

(По новейщим данным геофизических и геохимических исследований)

Баку – «Элм» – 2022

Печатается по решению Ученого совета
Института нефти и газа НАНА от 12 января 2022 г.
(Протокол № 1)

Научный редактор: *академик* **Кадиров Ф.А.**

Н.П.Юсубов, И.С.Гулиев. *Грязевой вулканизм и углеводородные системы южно-каспийской впадины (по новейшим данным геофизических и геохимических исследований)*. Баку, «Элм», 2022, 168 стр.

ISBN 978-9952-437-53-9

Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) с раскрывающимися в ее сторону Абшероно-Гобустанским периклинальным, а также Нижнекуринским прогибами является крупнейшей в мире областью развития грязевого вулканизма. В олигоцене – нижнем миоцене, в основном в майкопское время, здесь накапливалась мощная глинистая толща. В олигоцен-четвертичный период развития бассейна в результате деятельности речных систем в этой области формировалась геологическая система, состоящая из чередующихся слоев с низкой и высокой плотностями. Обладающие свойством неньютоновской жидкости, майкопские глинистые образования, погребенные под эту многослойную геологическую систему, в результате явления (неустойчивости) Рэлея-Тейлора создавали интрузии в вышележащей среде, и в результате этого процесса образовались эруптивные каналы грязевых вулканов.

В период аккумулирования майкопских отложений в ЮКБ и Абшероно-Гобустанском периклинальном и Нижнекуринском прогибах существовали благоприятные условия для накопления и захоронения органических веществ. Благодаря погребению майкопских отложений на глубины более 3.5 км здесь были созданы подходящие термодинамические условия для преобразования органических веществ в углеводороды.

Данные сейсморазведки показывают, что в рассматриваемой области основным связующим звеном материнской толщи с резервуарами размещенной на верхних этажах слоистой геологической среды являются эруптивные каналы грязевого вулкана и связанные с ним трещины разрывов. Процессы формирования эруптивных каналов грязевых вулканов и миграция углеводородных флюидов с их участием начались с конца олигоцена (в начале миоцена) и продолжаются в настоящее время.

Авторы выражают признательность компанию SOCAR за предоставленные материалы и Институту Геологии и Геофизики за экспертизу и помощь интерпретации материалов.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Грязевой вулканизм является одним из интереснейших явлений природы, привлекающих внимание нескольких поколений ученых и исследователей. Существует много различных научных мировоззрений, представлений, гипотез и мнений о возникновении грязевого вулканизма и связанных с этим природным феноменом геологических процессах, происходящих в осадочном интервале земной коры.

ГВ можно встретить в регионах мира, где мощность осадочных пород достигает первых километров. Они чаще всего встречаются в пределах нефтегазоносных площадей, где в геологическом разрезе присутствуют сложенные из глинистых пород мощные пласты, погребенные под геологической системой, состоящей из чередующихся слоев с низкой и высокой плотностями.

ГВ известны в Азербайджане, Западной Туркмении, Грузии, на полуостровах Керчи и Тамани, Сахалине, в Иране, Румынии, Италии, Новой Зеландии, Индии, Китайской Народной Республике, Бирме, на Малайских островах, о.Тринидад, в Венесуэле, Колумбии, Эквадоре, Перу, США, Японии и на побережье Мексиканского залива.

Наибольшее количество (свыше 277) грязевых вулканов, связанных с углеводородными скоплениями в глубокозалегающих слоях, зафиксировано в нефтегазоносных бассейнах Азербайджана. Наиболее крупные из них, имеющие в основном конусовидную форму, встречаются в Южно-Каспийской впадине (около 100) и в ее прибортовых зонах на суше – в Абшероно-Гобустанском периклинальном и Нижнекуринском прогибах.

При объяснении механизма их формирования в начале прошлого века обозначились три главных направления.

Одни исследователи вслед за Г.В. Абихом защищали идею о магматическом генезисе грязевых вулканов (Э.П. Штебер, С.А. Ковалевский, В.А. Горин, Н.А. Кудрявцев, П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев, Ш.Ф. Мехтиев, С.Д. Гемп, З.А. Буниат-Заде, К.К. Уилсон и др.). Однозначного объяснения этой идеи нет, так как продукты извержения грязевых и магматических вулканов сильно отличаются по химическому и литологическому составу.

Другие геологи предлагали тектоническое решение задачи и главным фактором, определившим возникновение ГВ, считали геодинамику – развитие диапировых складок, пологих надвигов или глубинных разломов (А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, Н.С. Шатский, М.М. Жуков, Е.В. Милановский, В.Е. Руженцев С. Зубер, В.А. Горин, С.Ф. Федоров,

З.А. Буниат-Заде, В.Г. Бондарчук, А.Л. Путкарадзе, Ч.А. Зейналов, М.М. Сирыка, Н.Ю. Халилов, А.А. Керимов, А.Н. Пильчин, Л.Н. Еланский, М.Л. Копп и др.). Данные сейсморазведки показывают, что в областях развития грязевых вулканов отсутствуют тектонические разломы, имеющие непосредственную связь с эруптивными каналами ГВ. Однако, возможно, что тектонические процессы (в основном горизонтальные силы сжатия) участвуют в процессе образования и извержения грязевых вулканов, но не являются главенствующими.

Третья группа геологов-нефтяников защищала гипотетические взгляды В.Н.Вебера, К.П.Калицкого, В.Д.Голубятникова и И.М.Губкина и связывала образование грязевых вулканов с избыточным давлением сконцентрированных в недрах углеводородных газов, обуславливающим прорыв грязебрекчий на поверхность через эруптивные каналы (М.К.Калинко, А.А.Якубов, М.М.Зейналов, З.А.Буниат-Заде, Р.Р.Рахманов, Е.Ф.Шнюков и многие др.).

В книге рассматривается совершенно новый механизм образования грязевого вулканизма, подтвержденный данными в основном трехмерной сейсморазведки. В ней защищается идея о том, что обладающие свойствами неньютоновской жидкости майкопские глинистые образования, расположенные под геологической системой, состоящей из чередующихся пластов глин и песков, вследствие явления Рэлея-Тейлора (гравитационной неустойчивости), создавали интрузии в вышележащей среде, и в результате образовались эруптивные каналы грязевых вулканов, иными словами, развился грязевой вулканизм.

Обсуждение отдельных материалов по рассматриваемой тематике в публикациях в различных научных журналах и монографиях показывает, что ученые и специалисты заинтересованы в материалах, изложенных в данной книге.

Одной из основных проблем исследования грязевого вулканизма является установление точного возраста отложений, участвующих в образовании сопочной брекчии или, как ее иначе называют, грязевого шлама. Точное определение возраста этих пород дает возможность установить стратиграфическую приуроченность корня эруптивного канала грязевого вулкана. Это имеет большое практическое значение и для выяснения генезиса нефтяных залежей. Дело в том, что в выбросах грязевых вулканов обнаруживаются углеводородные примеси широкого спектра (газы – метан, этан и др., нефть различной степени зрелости).

Проведенные исследования авторов по данным в основном трехмерной сейсморазведки, выполненной методом общей глубинной точки (МОГТ), показали, что начало деятельности вулканов приходится на раннемиоценовое время. Интенсивные извержения отдельных грязевых

вулканов согласно данным глубокого бурения и сейсморазведки отмечаются во всех стратиграфических интервалах развития ЮКВ. Однако это происходит, как показывает сейсморазведка, не на всех участках площади развития грязевого вулканизма одновременно. В современную эпоху активизация деятельности грязевых вулканов наблюдается по такой же схеме, т.е. ГВ просыпаются как бы по «очереди».

Книга предназначена для широкого круга читателей. Она будет интересна студентам университетов, магистрантам, аспирантам, докторантам и специалистам, работающим в области нефтяной геологии, из нее можно почерпнуть определенную научную информацию.

ГЛАВА 1

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

1.1 Исторические заметки о грязевом вулканизме

Извержения грязевых вулканов, сопровождающиеся возгоранием пламени высотой до нескольких сотен метров, вероятно, способствовали формированию названия Азербайджана, как страны священных огней. В названии «Азербайджан» основным словом является «Азер», которое переводится как «Огонь». Именно в Азербайджане три тысячи лет назад Заратуштра стал первым в истории человечества философом и основал учение, положившее начало первой неязыческой религии – зороастризму. Он призывал людей помогать силам добра и бороться со злом своими добрым мыслями, добрыми словами и добрыми делами и объявил «Огонь» главным символом добра. За это зороастрийцев часто называют огнепоклонниками, но они в действительности, поклонялись Ахуре Мазде, чье имя переводится, как «Бог Мудрости», то есть в конечном деле «Разуму». Огонь лишь олицетворял его, освещая все вокруг себя. И сейчас мы восхваляем огонь, так как он рассеивает тьму – олицетворение сил зла. Также относились к огню и зороастрийцы, строя Храмы, где постоянно поддерживался огонь. Один из трех крупнейших Храмов огня, именовавшийся Адургушнасп, располагался в Азербайджане между Марагой и Зенджаном. Немало их в первые века нашей эры возводились и в других регионах Азербайджана.

Но среди них самым «огненным» был Абшеронский полуостров. Здесь веками горели многочисленные «вечные огни», питаемые выходами природного газа. Они производили на население очень сильное впечатление, что происходит и до сих пор. Чтобы убедиться в этом достаточно подойти к горе Янардаг («Горящая гора») на западе Абшерона, где до сих пор пылают эти огни. А когда-то их можно было видеть во многих местах, и наиболее известные среди них были большие, малые и морские огни.

«Большие огни» находились восточнее Баку у селения Сураханы. Здесь до сих пор сохранился «Храм Атешгях» («Аташ» – огонь, «гях» – место), ныне одно из главных достопримечательностей Баку. Он был

построен в XVIII паломниками из Индии, приверженцами одного из направлений индуизма. В XIX веке они покинули его, и огонь здесь потух. Но нынешние посетители могут увидеть его благодаря бытовому газу, подведенному к Аташгях по трубам. Ранее здесь находился зороастрийский Храм огня, его остатки видели еще в XVII веке. К сожалению, к нашему времени от него не осталось и следа.

«Малые огни» горели западнее Баку у селения Шубаны на горе, которая так и называется – Атешгях, то есть «Место огня».

И, наконец, «морские огни» пылали у стен Бакинской крепости в прибрежной части моря, где со дна поднимались пузырьки природного газа. Их часто поджигали, и бакинцы наслаждались поразительной картиной –полыхавшим огнем над поверхностью моря. Эти огни «пламени, поднимавшегося из подводной скалы», в V в.н.э. так поразили возвращавшихся из очередного похода к себе вдоль берегов Каспия гуннов, что те о них рассказали византийскому историку Приску Панийскому, и тот записал об этом в своей книге.

Более ранних сведений об огнях Абшерона нет. И это при том, что Абшерон в античности и раннем средневековье входил в состав государств, где зороастризм с особым почитанием огня был государственной религией. К тому же и археологи, несмотря на многолетние раскопки, не смогли обнаружить материал, относящийся к этому или более раннему, или более позднему времени в достаточном количестве. Однако древнеримский географ Помпопий Мела, живший в I в.н.э., описывая Каспийское море, сообщает, что в нем имеется остров Талга, который «…плодороден без обработки и изобилует всякими земными и древесными плодами, но соседние народы считают непозволительным и святотатством трогать то, что на нем родится, по их поверью, все это приготовлено богам и должно хранится для богов…». Как видим, Талга был объявлен святой землей, и таковым вполне мог быть Абшерон (тогда особых различий между островами и полуостровами не делали) с многочисленными вечными огнями, которым зороастрийцы придавали особый статус. Только ислам, появившийся здесь в VII веке нашей эры, положил конец святости Абшеронской земли, и здесь появляются поселения, благодаря которым в письменных источниках появляются сведения об Абшероне, а в самой земле обнаруживается археологический материал. Но приход ислама еще не означал конец зороастризма. Долгое время его последователи сохраняли сильные позиции, а затем начали уходить в пустыни. Именно в пустынях зороастрийцы, которых мусульмане называли «гебрами», сумели в Иране сохранить свою религию до наших дней. У нас подобной пустыней был регион к западу от Баку, который сейчас называют «Гобустан». Ранее его именовали «Габристан».

При этом считалось, что оно происходит от слова «габир» (по азербайджаски «могила»), и все слово переводилось, как «Страна могил», то есть «кладбище». Однако это слово на азербайджанском языке звучит как «габристанлыг», а «Габристан» означает «Страна габров (гебров)», то есть зороастрийцев. Сколько времени они обитали в Гобустане не известно. Но есть сведения о том, что их последователей можно было увидеть на Абшероне еще в XIX в.

Арабский географ и путешественник Масуди в своем сочинении «Промывальни золота» (943-947 гг.) писал: «…против берега в море лежат острова. На одном из них на расстоянии 3-х дней пути от материка находится огромный вулкан. В определенное время года он ревет, огни его увеличиваются, поднимаясь к небу как высокие горы, и он выбрасывает огня больше, чем размеры моря, так что его видно на расстоянии почти ста фарсахов* от берега. Его можно сравнить с вулканом Буркан, находящимся в Сицилии на земле франков…».

Из кавказских воспоминаний В.А. Инсарского (1857 г.): «…Само собой разумеется, поездка на знаменитые Бакинские огни занимала первое место: одна была сухопутная к храму огнепоклонников, другая морская. …Морская поездка представляла своего рода занимательность. На огромном катере отправились мы при наступлении лунной ночи в море, верст за семь, если не ошибаюсь. Когда прибыли на то пространство, которое известно своею воспламеняемостью всем туземным жителям, матросы зажгли некоторое количество пакли и бросили ее в воду. Вода или, лучше сказать, газ из нее выходящий мгновенно воспламенился. Море на значительном расстоянии сделалось огненным, что, конечно, для непривычного глаза представило зрелище поразительное. Пламенные волны, качаясь по воле ветра, впрочем, довольно тихо, грозили как будто поглотить нас. Мы отъехали на соответствующее расстояние и долго любовались картиною, которую, конечно, никакое искусство человеческое создать не в состоянии. На вопрос мой: кто же потушит это зажженное море? Мне отвечали «…ветер, когда сделается посильнее!..». При нашем отъезде ветер не сделался сильнее и не препятствовал совершить нам обратный путь при самой редкой и оригинальной из возможных иллюминаций. Не знаю, надолго ли вода сохранит в себе неприкосновенную эту чудесную силу…».

Наиболее ранние и отрывочные сведения о грязевых вулканах Азербайджана, сохранились в дневниках и записях отдельных путешественников, посетивших нашу страну, у очевидцев горения огня, вулканического извержения. Так, в частности, об извержениях грязевых вулканов в Азербайджане можно судить по путевым запискам арабских путешественников Масуди (X в.), ал-Гарнати (XII в.) и др. В своих путевых

записках ад-Дин Димашки (1256-1327 гг.) отмечает: «…Есть на Каспийском море остров, на котором находится большой вулкан (атма), из которого выходит огонь, подобный огромной высокой свече. Огонь этот виден с суши на расстоянии многих фарсахов*…».

Первые сведения об извержениях грязевых вулканов близ Баку были опубликованы в начале XIX в., в 1928 г. (Гамба, Дейхман).

Научные исследования ГВ Азербайджана можно связать с именем Г.В. Абиха. Поводом для изучения им этого природного феномена послужило грандиозное извержение банки Кумани (Чигил-дениз) в Южном Каспии в 1861 году. В последующее столетие с возрастанием интереса к изучению грязевого вулканизма появились многочисленные статьи и ряд фундаментальных работ (Д.В.Голубятников, И.М.Губкин, М.В.Абрамович, С.А.Ковалевский, А.А.Якубов, М.Г.Агабеков, В.А.Горин и др.), в которых описываются не только извержения грязевых вулканов, продукты их деятельности, но рассматриваются и вопросы генезиса вулканов, связь последних с нефтегазовыми месторождениями.

* Фарсах (перс.перевод) – путевая мера в 6-7 км.

1.2. Морфология грязевого вулкана

Грязевые вулканы (ГВ) – разнообразные по форме образования, постоянно или периодически извергающие на поверхность Земли грязевые массы (сопочная брекчия – обломки горной породы различного возраста в глинистой массе) и газы (главным образом метан, тяжёлые гомологи метана, в меньшей степени CO_2, N_2, H_2S) обычно с водой и иногда с нефтью. ГВ представляют собой углубление на поверхности земли (сальза) либо конусообразное возвышение с кратером (грязевые сопки).

В настоящее время на нашей планете насчитывается более 1700 надводных и подводных грязевулканических построек [Алиев и др., 2015]. По результатам новейших геолого-геофизических исследований 277 ГВ обнаружено в Южно-Каспийской впадине (ЮКВ) и прилегающих районах. На рис. 1.1 показаны зоны распространения зафиксированных грязевых вулканов на Земном шаре, а на рис.1.2 – на территории Азербайджана.

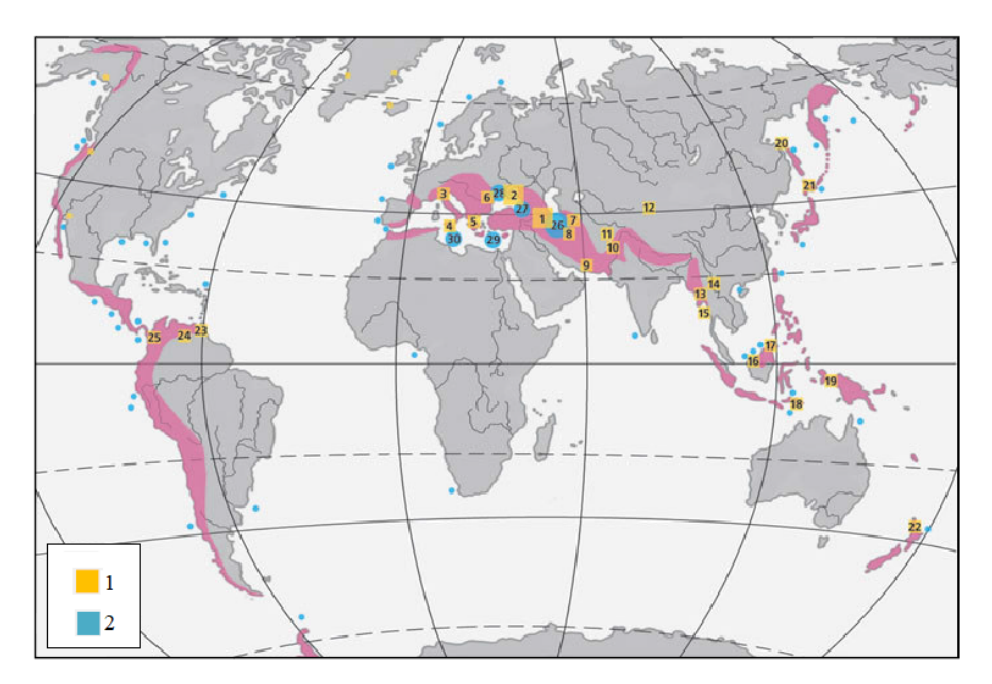


Рис.1.1. Районы грязевого вулканизма наземные (1) и подводные (2) по Холодову [2002]. 1 – Абшеронский п-ов, Юго-Западный Гобустан, Нижне-куринская впадина; 2 – Керченский п-ов и Таманьский п-ов; 3 – Северная Италия; 4 – о.Сицилия; 5 – побережье Албании; 6 – Румыния; 7 – Западно-Туркменская впадина; 8 – Гогранское побережье Ирана; 9 – Макранское побережье Ирана и Пакистана; 10 – районы Белуджистана и Пенджаба в Пакистане; 11 – провинции Ассам и Восточный Пенджаб в Индии; 12 – Джунгария (КНР); 13 – о-ва Западной Бирмы; 14 – среднее течение р. Иравади (Бирма); 15 – Андаманские о-ва; 16-17 – о.Калимантан (Малайзия); 18 – о.Тимор (Индонезия); 19 – о.Новая Гвинея (Индонезия); 20 – о.Са-халин (Россия); 21 – о.Хоккайдо (Япония); 22 – о.Северный (Новая Зеландия); 23 – о.Тринидад (Тринидад и Тобаго); 24 – Венесуела; 25 – Северная Колумбия; 26 – Южный Каспий; 27 – восточная часть Черного моря; 28 – западная часть Черного моря; 29-30 – Средиземное море.

Цветом показана зона альпийской складчатости на континентальном блоке Земли.

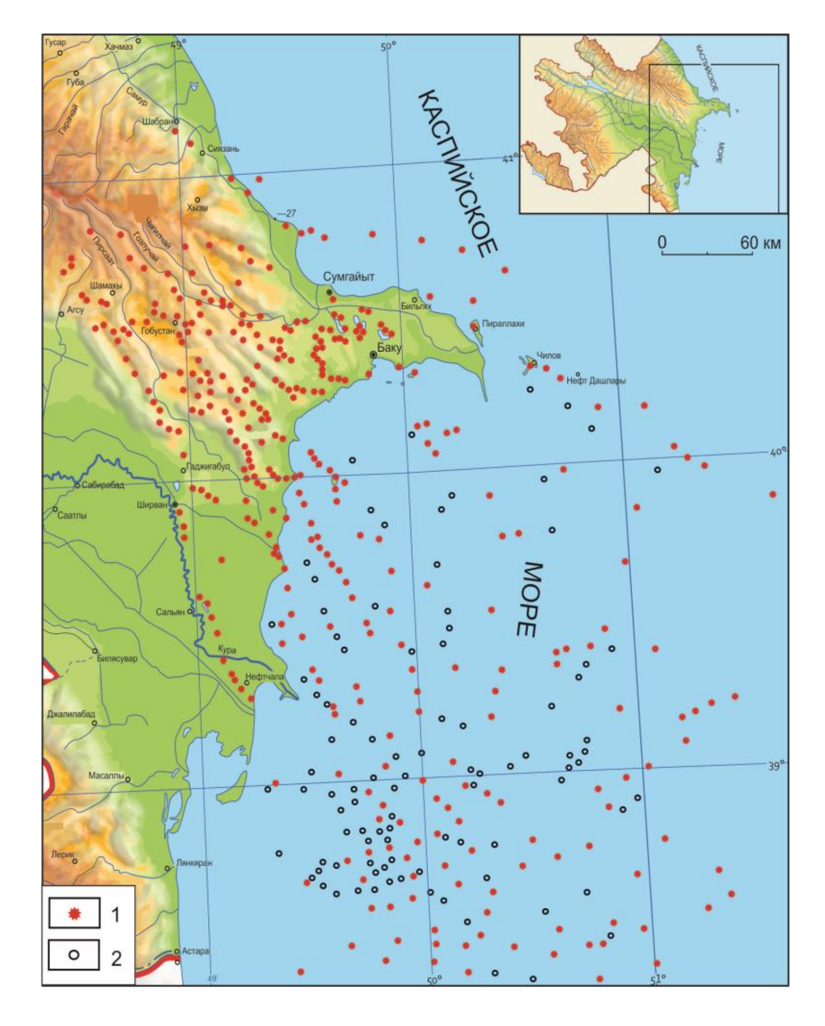


Рис. 1.2. Карта расположения грязевых вулканов Азербайджана [Алиев и др., 2015]. Грязевые вулканы: 1 – установленные; 2 – предполагаемые.

В деятельности ГВ выделяют в основном 2 стадии: эксплозивную (кратковременная с довольно сильными извержениями) и грифонную (более длительная и более спокойная в промежутках между извержениями).

Кратковременное извержение ГВ сопровождается мощными выбросами газов (рис. 1.3), твёрдых обломков горных пород и грязи, которые иногда поднимаются на высоту до нескольких сотен метров.




Рис.1.3. Грязевой вулкан Локбатан во время извержения газов

На грифонной стадии из эруптивного канала ГВ медленно вытекает жидкая грязь (рис. 1.4), иногда густая масса перемятой породы – сопочная брекчия.

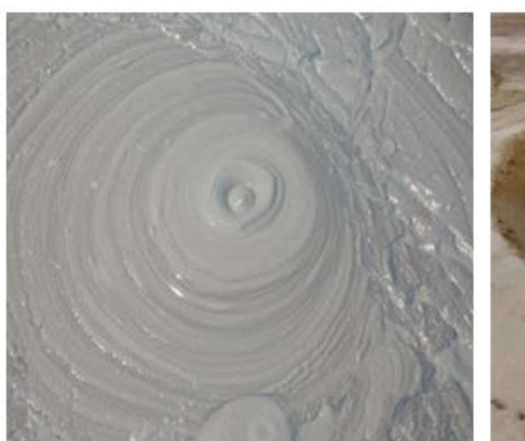



Рис.1.4. Жерло Грязевого вулкана во время излияния грязевой массы

Некоторые ГВ имеют высоту около 400 м при диаметре кратерной площадки 500 м и занимают площадь более $3.2x10^7$ $м^2$. Одним из таковых является Большой Канизадаг (рис.1.5), в котором общий объем грязевулканической брекчии превышает $2.5x10^9$ $м^3$ (расчет проведен Н.П.Юсубовым по данным геодезической сьемки). На территории (суша) Азербайджана на Алятской гряде встречаются ГВ с особенно крупными размерами – Торагай, Большой Кянизадаг, Дашгиль, Котурдаг, Айрантекян, Гаракюре, Солахай и др. Склоны ГВ часто изрезаны оврагами, что хорошо видно на рис.1.5.



Рис.1.5 Вид грязевого вулкана Большой Канизадаг (фото, Н.П.Юсубов, 2008 г). У подножья ГВ видны сейсмические вибраторы AHV-IV, используемые при проведении 3D сейсмических работ (см.глава 4.2)

В морской акватории встречаются грязевые вулканы с еще большими размерами. К примеру, грязевой вулкан (нами назван Шарг), приуроченный к валу Ататюрк, имеет длину более 100 км и ширину ~7 км (рис.1.6). Ранее над этим валом отмечено [Алиев и др., 2015] несколько самостоятельных ГВ – Гюлустан, Безымянный, Араз, Джануби-Алов, Шарги-1, Шарги-2 Шарги-3 Шарги-4 Шарги-5, Ататюрк. Над валом Ататюрк (рис.1.6) их кратеры представлены как точки с бледноватыми оттенками. Интерпретация [Юсубов и Гулиев, 2020] данных сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ) показала, что ядро этого вала наполнено огромным объемом грязевой массы и объединяет корни вышеназванных ГВ, принятых ранее как самостоятельные (рис. 1.13).

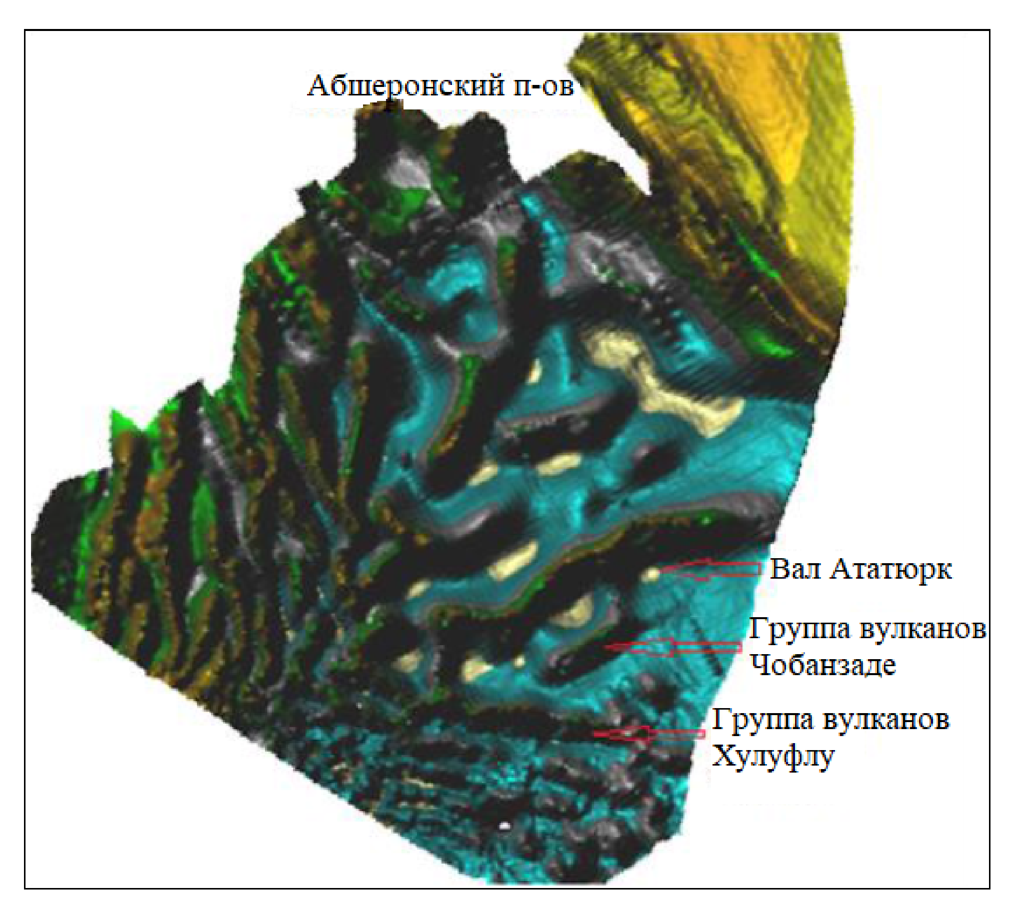


Рис.1.6. Рельефная карта по поверхности сураханской свиты. Карта построена на основе данных 2D сейсморазведки методом общей глубинной точки, выполненной в Южно-Каспийской впадине. По карте видно, что многие поднятия (иногда называемые валами) имеют общие ядра.

Часто на вершине ГВ находится воронкообразный кратер (рис.1.7). По конфигурации эруптивного канала этого ГВ, углубляющегося до 8.5 км, можно сделать вывод о том, что самое сильное извержение этого вулкана было в конце сураханского времени продуктивной толщи (ПТ). Интересно, что в конце верхнего мела здесь произошел тектонический сдвиг (взброс), с начала палеогена амплитуда смещения разлома сократилась, и процесс продолжался до конца сабунчинского времени. Этот вывод подтверждается гипсометрическим положением отражающих сейсмические волны акустических границ.

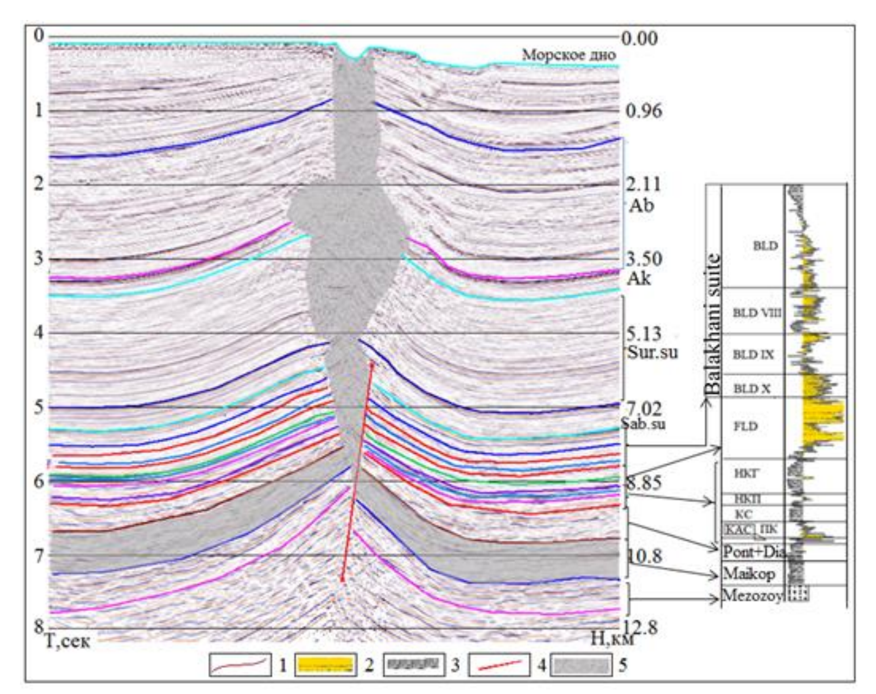


Рис.1.7. Сечения сейсмического куба по грязевому вулкану, расположенного в ЮКБ. 1 – поверхности сейсмических горизонтов, 2 – песчаные горизонты (углеводородные залежи), 3 – глинистые горизонты, 4 – тектонический разлом, 5 – эруптивный канал грязевого вулкана. По конфигурации эруптивного канала видно, что самое сильное извержение вулкана была в конце сураханского времени ПТ. В конце верхнего мела здесь был тектонический сдвиг (взброс), с начала палеогена амплитуда смещения разлома начинала медленно уменьшаться, и процесс продолжался до конца сабунчинского времени ПТ.

1.3. Извержения грязевых вулканов (исторические события)

Извержения грязевых вулканов представляют зрелищную картину, иногда наводя страх на людей, близко находящихся от них. При извержениях ГВ слышен подземный гул или громоподобный грохот, после происходит взрыв, выброс на поверхность грязевулканической брекчии и самовозгорание углеводородных газов (рис.1.3) с образованием столба пламени высотой до 50-200 м. Температура горения в это время достигает 1000-1200^{o}. Вокруг мелкие частицы пород превращаются в шлак. Периодически, как бы отдельными «порциями», вместе с огнем высоко в небо через жерло, соединяющее кратер с очагом вулкана, выбрасывается огромное количество брекчии. Достигнув апогея на высоте примерно 80-200 м, вся масса излившейся брекчии покрывает кратер вулкана, иногда стекая по его склонам вниз в виде причудливых

«языков» излияния. Если газы и вода способны пробить себе дорогу (когда канал вулкана не закупорен брекчией), то со временем возникают микроформы – действующие грифоны и сальзы, связанные в основном с апофизами жерла вулкана.

Существующие в наши дни крупные грязевые вулканы – это результат многократных их извержений, начавшихся многие миллионы лет назад. Установлено, что грязевулканическая деятельность на юго-востоке Кавказа впервые началась 30-35 млн. лет назад, о чем свидетельствует нахождение пластовой грязевулканической брекчии в нижнемиоценовых отложениях на некоторых площадях Гобустана. По результатам наших исследований возраст происхождения грязевого вулканизма не превышает 25 млн. лет. Пластовые брекчии прослеживаются в разрезе миоцен-плиоценовых и четвертичных отложений на Абшеронском полуострове, Бакинском архипелаге и в Нижнекуринской впадине, констатируя имевшие место извержения вулканов в перерывах между осадконакоплением во всех эпохах мезозоя, начиная с миоцена (данные глубокого бурения и сейсморазведки).

За прошедшие с 1810 по 2020 годы в Азербайджане отмечено более 400 извержений. В большинстве случаев, как показано на рис 1.8, эти события повторяются на одних и тех же вулканах.

Многие описания извержений вулканов в научных публикациях приводятся со слов очевидцев – жителей близлежащих населенных пунктов, работников нефтепромысловых управлений, капитанов кораблей или случайно оказавшихся на месте происшествия людей. Следовательно, возможны и неправильные вычисления высоты огня, выброса брекчии, продолжительности процесса, и вообще преувеличения. Некоторые из этих данных являются, естественно, сомнительными, как например: «при извержении на о. Янан-Тава (Погорелая плита) в 1825 г. образовался остров высотой 20 м» (?); «извержение на Бахаре в 1909 г. продолжалось 9 дней»; «в 1940 г. высота огненного столба на о.Харе-Зире (Булла) достигала 1200 м» и т.д.

1.4. Некоторые особенности извержений грязевых вулканов

Выполненный анализ происшедших за последние два столетия пароксизмов извержений грязевых вулканов на суще и в море позволяет отметить некоторые характерные черты грязевулканического процесса как в целом, так и для отдельных регионов развития вулканов в пределах территории Азербайджана. Так, всего за 1810 по 2020 гг. зафиксировано 428 извержений, происшедших на 93-х вулканах (таблица 1.1). Информация по морским вулканам не входит в этот список, так как по ним нет данных. Распределение грязевых вулканов по районам приводится в таблице 1.2.

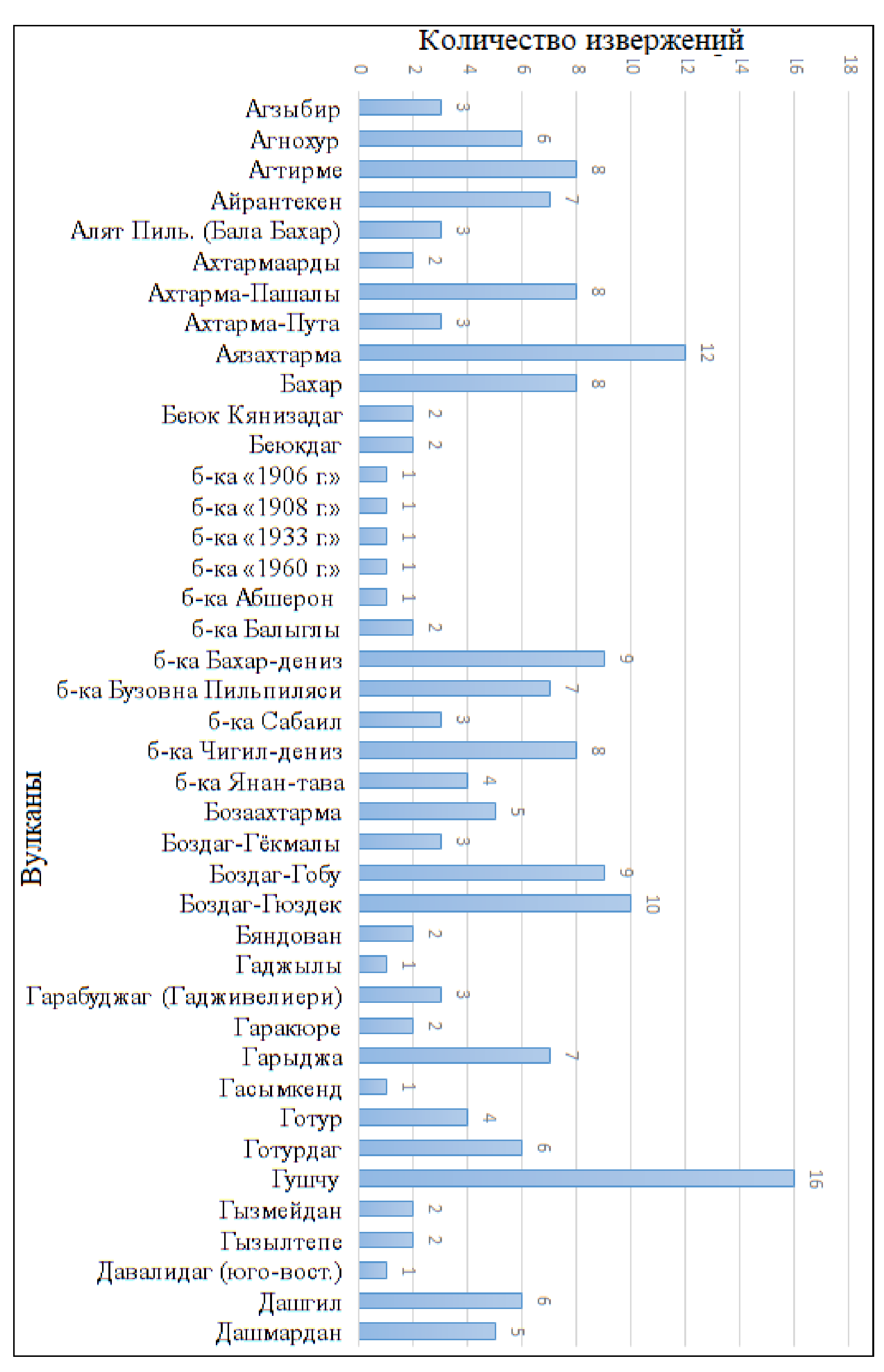


Рис 1.8. Количество извержений по каждому ГВ, фиксированное с 1810 по 2020 гг. (начало рисунка)

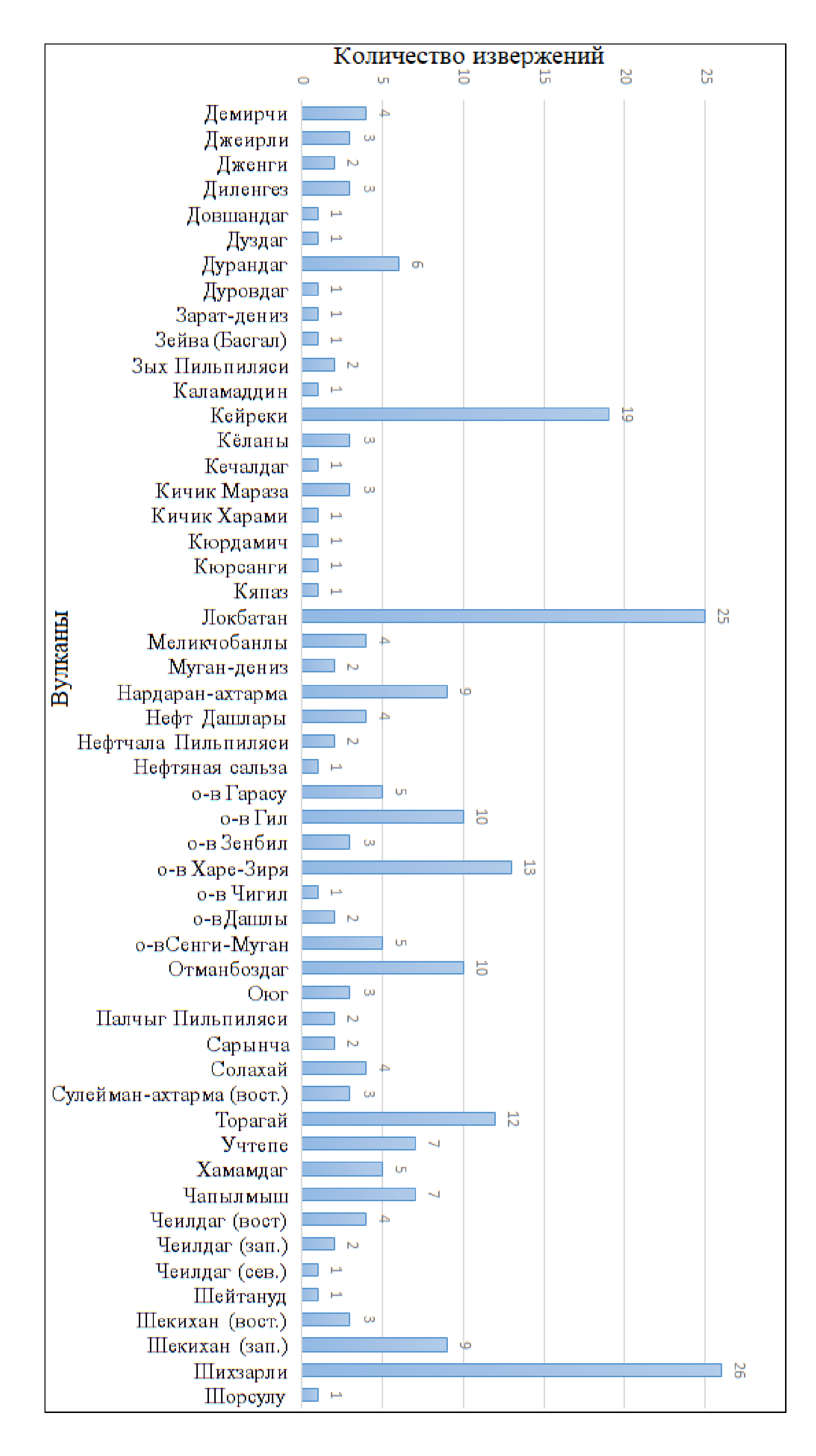


Рис 1.8. Продолжение рисунка 1.8.

Из рис.1.8 и таблицы 1.1. можно получить информацию о количестве извержений по каждому ГВ в отдельности. Наиболее активными из них, для которых отмечено 10 и более извержений, являются на Абшеронском полуострове – Локбатан (25) и Кейреки (19), в Шамахы-Гобустанском регионе – Шихзагирли (26) и Гушчу (16) и на Бакинском архипелаге – Харе-Зире (13) и др.

Таблица 1.1.

Зафиксированные извержения [Алиев и др., 2019] грязевых вулканов по районам Азербайджана (за период 1810-2018 гг.) с незначительным добавлением

Вулкан	Годы извержения	Вулкан	Годы извержения
Прикаспийско-Губинский район		**Нижнекуринский район**	
Зарат-дениз	1953	Каламаддин	1872
		Ахтармаарды	1990, 2016
Абшеронский полуостров		Ахтарма-Пашалы	1948, 1962, 1969, 1982 (дважды), 1986, 2013, 2018
Кечалдаг	2000	Кичик Харами	1912
Учтепе	1967, 1986, 1992, 1998, 2002, 2004, 2005	Хамамдаг	1938, 1947, 1967, 1984, 1996
Беюкдаг	1921, 1922	Агзыбир	1964, 1978, 2002
Зых Пильпиляси	1993 (дважды)	Бяндован	1932, 1989
Кейреки	1824, 1830, 1865, 1882,1885, 1902, 1915, 1952, 1953, 1957, 1964, 1966, 1968, 1989, 1991, 2001, 2002, 2014, 2017	Кюрсанги	1965
		Дуровдаг	1953
		Дуздаг	1941
Боздаг-Гёкмалы	1926, 1965, 2001	Нефтяная сальза	1882
Боздаг-Гобу	1827, 1894, 1937, 1953, 1957, 1974, 1986, 1987, 1999	Нефтчала Пильпиляси	1947 (дважды)
Боздаг-Гюздек	1839, 1867, 1902, 1969, 1986, 1988, 1995, 2003, 2009, 2018	Довшандаг	2003

Сарынча	1936, 1976	**Бакинский архипелаг**	
Гызылтепе	1914 (дважды)	о-в Зенбил	1961, 1995, 2019
Ахтарма-Пута	1923, 1933, 1950	о-в Харе-Зиря	1810, 1857, 1859, 1886,1940, 1947, 1959, 1960, 1962,1974, 1993, 1997, 2006
Локбатан	1829, 1864, 1887, 1890, 1900, 1904, 1915, 1918, 1923, 1926, 1933,1935, 1938, 1941, 1954, 1959, 1964, 1972, 1977, 1980, 1990, 2001, 2010, 2012, 2017		
Отманбоздаг	1854, 1904, 1922,1951, 1965, 1985,1994, 2004, 2017, 2018	о-в Гил	1810, 1859, 1860, 1895,1896, 1913,1926, 1937, 1960, 1962
Абшеронский архипелаг		о-в Гарасу	1876 (дважды), 1923, 1977, 1993
б-ка Абшерон	1888	б-ка Балыглы	1868, 1913
б-ка Бузовна Пильпиляси	1892, 1915, 1923,1950, 1953 (дважды),2001	о-в Чигил	1967
		б-ка Сабаил	1907, 1915, 1970
Палчыг Пильпиляси	1935, 1950	о-в Сенги-Муган	1903, 1923, 1932, 1933, 2002
		о-в Дашлы	1920, 1945
Нефт Дашлары	1904, 1949, 1951, 1957	Муган-дениз	1942, 1957
б-ка «1906 г.»	1906		
б-ка «1908 г.»	1908	б-ка Чигил-дениз	1861,1927 (дважды), 1928, 1939, 1950, 1959, 2001
б-ка «1933 г.»	1933		
б-ка «1960 г.»	1960	б-ка Янан-тава	1813, 1825, 1843, 1868
б-ка Бахар-дениз	1876, 1912, 1917, 1921, 1925, 1941, 1958, 1963, 1984		
Кяпаз	1980		
Вулкан	Годы извержения	Вулкан	Годы извержения
Шамахы-Гобустанский район			
Демирчи	1958, 1969, 1971, 2008	Агнохур	1927, 1940, 1948, 1976, 1986, 2010

Продолжение таблицы 1.1

Зейва (Басгал)	1926	Чеилдаг (сев.)	1970
Кюрдамич	1971	Чеилдаг (зап.)	1970, 2018
Гызмейдан	1987, 2001	Чеилдаг (вост.)	1870, 1957, 1968, 2004
Гасымкенд	1993	Давалидаг (юго-вост.)	1975
Джеирли	1951, 1983, 2001	Дашмардан	1866, 1954, 1976, 1986, 2011
Гаджылы	1970	Шекихан (зап.)	1988, 1989 (дважды), 2001, 2004, 2006, 2010, 2017, 2018
Мелик-чобанлы	1926, 1967, 1977,2019	Шекихан (вост.)	1989, 2006, 2018
Гушчу	1913, 1917, 1924, 1941,1952, 1954, 1958, 1960,1965, 1968, 1986, 1992, 2008, 2018, 2019, 2020	Готур	1989, 2001, 2004, 2005
		Торагай	1841, 1901,1924, 1932, 1947, 1950, 1984, 1985, 1987, 1988, 2018 (дважды)
Кёланы	1845, 1962, 1969	Беюк Кянизадаг	1950, 1996
Кичик Мараза	1848, 1970, 1986	Дурандаг	1960, 1968, 1986, 2001, 2004, 2016
Бозаахтарма	1902, 1969, 1970, 1987, 2017	Агтирме	1913, 1971 (дважды), 1985, 1988, 1989, 1998, 2000
Шихзарли	1844, 1848, 1868, 1872, 1902, 1927, 1929, 1939, 1944, 1946, 1949, 1955, 1969, 1974, 1980, 1986, 1987, 1991, 1992, 1997, 2004, 2011, 2013, 2017, 2018, 2020	Гарабуджаг (Гадживелиери)	1954, 1963, 2001
		Солахай	1949, 1989 (дважды), 2001
Дженги	1851,1873	Гаракюре	1928, 1951
Гарыджа	1970, 1987, 2003,2007, 2011, 2017, 2019	Оюг	1988 (дважды), 2019

Шорсулу	1986	Айрантекен	1964, 1969, 1977, 1988, 1990, 2004, 2008
Шейтануд	1975		
Чапылмыш	1929, 1933, 1973, 1984, 1989, 2001, 2010	Готурдаг	1926, 1959, 1966, 1970, 1977, 1987
Аязахтарма	1926, 1969, 1973 (дважды), 1985, 1989, 2001, 2005, 2006, 2007, 2011, 2018	Диленгез	1902, 1912, 1951
		Дашгил	1882, 1886, 1908, 1926, 1958, 2001
Нардаран-ахтарма	1948, 1970, 1972, 1982, 1984, 1986, 1996, 2001, 2015	Бахар	1853,1859, 1885, 1886, 1911, 1926, 1967, 1992
Сулейман-ахтарма (вост.)	2004, 2014, 2017	Алят Пильпиляси (Бала Бахар)	1909, 1953, 1962

Статистические данные за 210 лет показывают, что были периоды, когда извержений ГВ не наблюдалось вообще. Например, самый продолжительный период зафиксирован с 1813 по 1824 гг.

Полный список таких периодов выглядит так: 1811-1812, 1814-1823, 1826, 1828, 1831-1838, 1840, 1842, 1846-1847, 1849-1850, 1852, 1846-1847, 1849-1850, 1852, 1855-1856, 1858, 1862-1863, 1869, 1871, 1874-1875, 1877-1881, 1883-1884, 1889, 1891, 1893, 1897-1899, 1905, 1910, 1916, 1919, 1930-1931, 1934, 1943 гг. Начиная 1944 года, извержения ГВ наблюдались каждый год.

Многолетние исследования грязевых вулканов Азербайджана позволяют отметить, что обычно часто извергаются те ГВ, в кратерном поле которых впоследствии не происходит грифонообразование (Локбатан, Кейреки) или последнее очень слабо проявляется (Шихзагирли, Гушчи). Вулканы с активной грифонно-сальзовой деятельностью, постоянным выделением газов, воды, грязи (т.е. разгрузкой накопляющейся энергии) в подавляющем большинстве не подвержены пароксизму извержений, или этот процесс происходит довольно редко. К категории подобных можно отнести почти 60% вулканов, которые характеризуются активной грифонно-сальзовой деятельностью.

Таблица 1.2.

Количество вулканов и грязевулканических проявлений
по районам [Алиев, 2015]

Типы / Районы	Грязевые вулканы	Грязевулканические проявления	Общее количество
Прикаспийско-Губинский	2	5	7
Шамахы-Гобустанский:	86	34	120
- Шамахинская зона	6	10	16
- Северо-Гобустанская зона	9	12	21
- Центрально-Гобустанская зона	28	10	38
- Южно-Гобустанская зона	43	2	45
Абшеронский	45	24	69
- Абшеронский полуостров	30	9	39
-Абшеронский архипелаг	17	13	30
Нижнекуринский	25	8	33
Южно-Каспийский	117	7	124
- Бакинский архипелаг	85	7	92
-Глубоков. часть Южного Каспия	32	-	32
Всего:	277	76	353

В качестве наглядного примера можно привести динамику извержения самого активного ГВ в Азербайджане, «мирового рекордсмена» по числу (таблица 1.1) извержений – Локбатан, расположенного на юго-западе Абшеронского п-ва. Первое зафиксированное извержение ГВ Локбатан было в 1829 году. Последующие – в 1864, 1884, 1887, 1890, 1900, 1904, 1915, 1918, 1923, 1926, 1933, 1935, 1938, 1941, 1954, 1959, 1964, 1972, 1977, 1980, 1990, 2001, 2010, 2012 и 2017 годах. Вторым таким вулканом является Шыхзагирли в Шамахы-Гобустанском районе – 1844, 1848, 1868, 1872, 1902, 1927, 1929, 1939, 1944, 1946, 1949, 1955, 1969, 1974, 1980, 1986, 1987, 1991, 1992, 1997, 2004, 2011, 2013, 2017, 2018, 2020 гг.

Все извержения вулкана Локбатан сопровождались выносом на земную поверхность больших объемов грязевулканической брекчии, воспламенением и горением газов (рис. 1.3), столбом пламени, иногда достигающим 300-400 м, излиянием по склонам брекчии, образующей «языки» потока длиной более 200-250 метров. Например, в 1977 году

было зафиксировано 6 фаз активизации этого ГВ. Наиболее мощные извержения произошли в этом ГВ в 1887, 1923, 1935, 1954, 1972, 1977 и 2001 годах.

По продолжительности времени извержения ГВ также различаются, некоторые происходили в пределах 10-15 минут, другие были продолжительнее – более 3-4-х часов с перерывами.

Интересные данные, характеризующие темп и характер процесса, получены при рассмотрении извержений вулканов в пределах отдельных районов их развития (таблица 1.1) по годам (рис.1.9). По ним видно, что, начиная с 1921 года (т.е. за последние 100 лет) количество извержения ГВ увеличивается, что свидетельствует об активизации связанных с этим природным явлением геодинамических процессов. В этот период наблюдались и некоторые ослабления этих процессов.



Рис. 1.9. Графическое изображение количества извержения грязевых вулканов в период с 1810 по 2020 гг. с периодичностью 10 лет. Самое большое количество извержений было в период с 1981 по 1990 гг. (54 извержений)

За 195 лет (1824-2018 гг.) на 13 вулканах на Абшеронском полуострове было зафиксировано 95 извержений. При этом почти половина из них приходится на долю вулканов Локбатан и Кейреки. Из общего количества извержений: 45 – одноразовые в году, по 2 извержения наблюдались в 1902, 1904, 1914, 1915, 1922, 1923, 1926, 1933, 1957, 1964

и 1986 годах, и лишь в 2001 г. произошло 3 извержения (вулканы Кейреки, Локбатан и Боздаг-Гекмалы). Заметная интенсивность отмечена в периоды 1902-1933 гг. и 1957-1964 гг.

Самое первое извержение на Абшеронском архипелаге зафиксировано в 1876 г. в Бахар-денизе. За последующие 126 лет было зарегистрировано всего 28 извержений на 5 вулканах: 20 одноразовых извержений и в 1953 г. три извержения. Наибольшее число извержений приходится на ГВ Бахар-дениз (9) и Бузовнинскую сопку (7).

В Нижнекуринской впадине первое извержение зафиксировано во второй половине XIX века в 1872 г. (Каламадын), через 40 лет – на Малом Харами (1912 г.) и последнее в 1996 г. – на вулкане Хамамдаг. Всего отмечено 29 извержений на 13 вулканах. Наибольшее число извержений отмечено на вулканах Ахтарма-Пашалы (8), Хамамдаг (5) и Агзыбир (3).

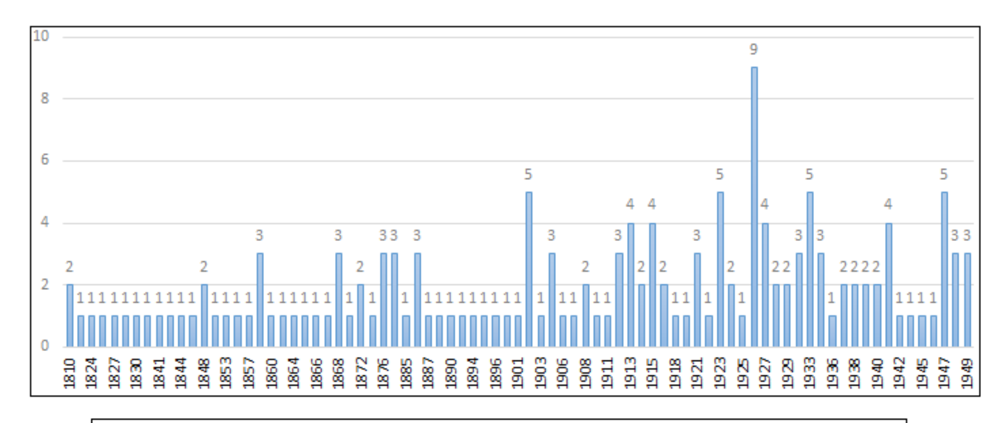
На Бакинском архипелаге, прилегающем к Западной акватории Южного Каспия, было зафиксировано самое раннее по времени извержение в Азербайджане – островного вулкана Гил в начале XIX века, в 1810 году. Именно с этого года начата фиксация процессов извержения ГВ в Азербайджане. За два столетия на Бакинском архипелаге зарегистрировано 58 извержений на 12 вулканах. Из общего числа извержений 25 – одноразовые и по два извержения отмечены в 1810, 1859, 1868, 1876, 1913, 1923, 1927, 1959, 1960, 1962 и 1993 годах. Наибольшее количество извержений зафиксировано на вулканах: о.Харе-Зире – 10, о.Гил-10 и Чигил-дениз – 8. Наиболее же интенсивные периоды извержений приходятся на 1857-1876, 1913-1927 и 1959-1962 годы.

Самый сейсмоактивный Шамахы-Гобустанский район Азербайджана отличается как количеством грязевых вулканов (более ста), так и их значительной активностью. Начиная с 1841 г. по 2001 г. здесь, главным образом в Гобустане, зафиксировано 218 извержений на 44 вулканах.

Распределение извержений по годам выглядит следующим образом: 45 извержений происходят по одному разу в год, 13 – по 2 раза и 16 извержений – более 3-х. Наибольшее число извержений отмечено на вулканах: Шихзагирли – 25, Гушчи –15, Бахар – 8, Торагай –12, Нардаранахтарма – 9. Периоды интенсивных извержений наблюдались в: 1924-1929, 1948-1960, 1966-197 и 1984-1989 годы.

Самое большое число извержений ГВ в течение одного года зафиксировано (рис.1.10) в: 1926 – 9; 1969 – 8; 1970 – 9; 1986 – 12; 1987 – 7; 1988 – 7; 1989 – 11; 2001 – 16; 2017 – 8; 2018 – 11.

Вышеприведенная статистика показывает, что наибольшая интенсивность грязевулканической деятельности, без учета событий по морским ГВ, наблюдалась в Шамахы-Гобустанском регионе, на Абшеронском п-ве и Бакинском архипелаге, что составляет около 86% от всего количества зафиксированных извержений ГВ в Азербайджане. Отметим, что в указанных районах развития грязевого вулканизма мощность майкопских отложений (рис. 2.10) составляет более 1000 метров (1000-2300 м).



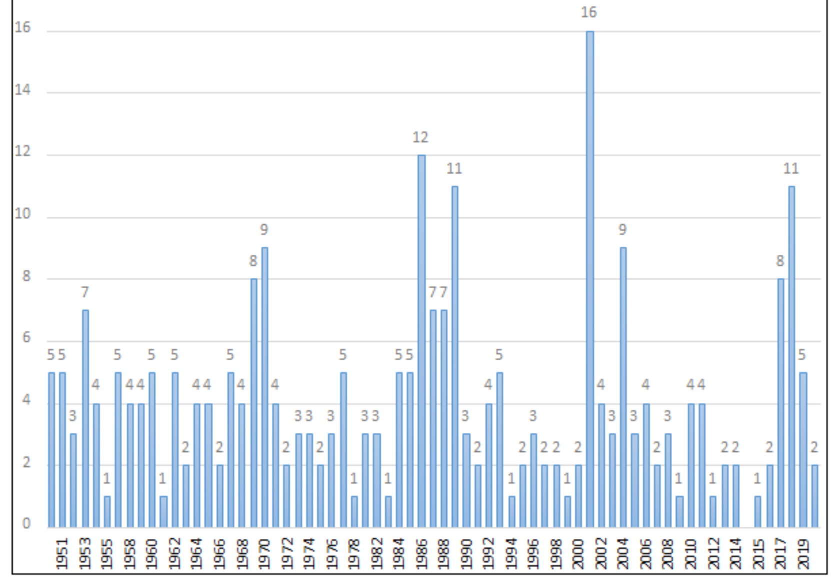


Рис.1.10. Количество извержений ГВ по годам

1.5. Интенсивность грязевулканических процессов

Для выявления интенсивности отдельных фазовых интервалов извержений грязевых вулканов в Азербайджане весь период с 1810 по 2020 гг. подразделен нами на равные отрезки времени (табл.1.3).

Таблица 1.3.

Интенсивность грязевулканической деятельности

	Слабая фаза, интервал, в гг.		Средняя фаза, интервал, в гг.		Сильная фаза, интервал, в гг	
	1810-1844	1845-1880	1881-1916	1917-1952	1953-1988	1989-2020
К-во извержений	12	26	44	85	140	125
К-во вулканов	9	19	28	41	59	50
К (к-во Изверж/ на 1 вулк)	1.33	1.37	1.57	2.07	2.37	2.50

В начальном периоде, т.е. с 1810 по 1844 гг., было зафиксировано 12 извержений на 9 вулканах, вначале на Бакинском архипелаге, после – на Абшероне и в Гобустане (К=1.33).

Во втором периоде, с 1845 по 1880 гг., грязевулканическая деятельность усиливается, и количество извержений за этот отрезок времени увеличивается до 26 (на 19 вулканах), при К=1.37

В третьем периоде, с 1881 по 1916 гг., произошло 44 извержений (на 28 вулканах). Распределение количества извержений по районам выглядит следующим образом: увеличение – на Абшеронском п-ве (14), уменьшение – на Бакинском архипелаге (3), в Шамахы-Гобустанском районе (7) и первая фиксация извержений на Абшеронском архипелаге (8) – Бахар-дениз, Абшерон кюпеси и Бузовнинская сопка (К=1.57).

В четвертом периоде, охватывающем отрезок времени с 1917 по 1952 гг., отмечается вспышка грязевулканической деятельности; количество извержений достигает 85 (на 41 вулканах). Усиление этой деятельности происходит за счет количественного и площадного увеличения числа извержений вулканов в Шамахы-Гобустанском районе, на Абшеронском п-ве, Бакинском и Абшеронском архипелагах, а также в Нижнекуринском районе (К=2.07).

Период с 1953 по 1988 гг. характеризуется еще более интенсивным грязевулканическим процессом в Азербайджане – 140 извержений (на 59 вулканах). Усиление извержений вулканов в этом периоде произошло за счет увеличения их в основном в Шамахы-Гобустанском районе, на Абшеронском архипелаге и в Нижнекуринской впадине (К =2.37).

И, наконец, по сравнению с предыдущими, **в современный период** за последние 31 лет, т.е. с 1989 по 2020 гг., также продолжается активация вулканической деятельности и увеличение количества извержений (125), происшедших на 50 вулканах (К=2.50). Из них зафиксированы: в Шамахы-Гобустанском районе –79, на Абшеронском п-ве – 29.

Наблюдается заметное уменьшение количества извержений на Бакинском и Абшеронском архипелагах, а также в Нижнекуринской впадине.

Таким образом, вся грязевулканическая деятельность по интенсивности извержений подразделяется на 3 фазы (табл. 1.3). Первая – слабая фаза, она охватывает период с 1810 по 1880 гг. За этот отрезок времени было зарегистрировано 38 извержений на 28 вулканах. Вторая – средняя фаза, 1881-1952 гг., характеризуется еще большей интенсивностью (129 извержений на 69 вулканах). И, наконец, третья – сильная фаза охватывает период с 1953 по 2019 гг. В этом периоде отмечено 265 извержения на 109 вулканах.

Как видно из таблицы 1.3, количество извержений на единицу вулкана продолжает увеличиваться. В период 1810-1880 гг. эта цифра составляла 1.33, а в период 1953-1920 гг. – 2.50.

Статистический анализ периодичности всех извержений грязевых вулканов в Азербайджане, зафиксированных за период 1810-2019 гг., за исключением однократных извержений, по которым невозможно определить интервалы покоя, показывает, что наибольшее количество (61) извержений происходило с интервалом покоя до 5 лет; 70 – от 5 до 15 лет, 31 – от 15 до 25 лет, 33 – от 25 до 50 лет, 16 – от 50 до 100 лет, а свыше 100 лет – 2 извержения. Если усреднить эти данные, можно допустить, что более 60% всех зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана происходило с интервалом до 15 лет.

Проведенный анализ зафиксированных извержений грязевых вулканов позволяет отметить определенную тенденцию усиления в будущем грязевулканической деятельности в Азербайджане, хотя четкой закономерности в периодичности их извержений не наблюдается. Это, несомненно, связано в первую очередь с неравномерностью и скоростью образования жидких и газовых скоплений в прижерловых участках

грязевых вулканов после их извержений, а также с происходящими процессами в недрах земли. Нарушение периодичности извержений вулканов прослеживается и в зависимости грязевулканического процесса от времени года и суток. Так, из 187 происшедших извержений 114 (т.е. 61%) приходится на большой диапазон времени года, равный почти полугодовому отрезку, а именно на март, май, июнь, июль, октябрь и ноябрь месяцы. Что касается времени суток, согласно имеющимся данным по 117 извержениям 46 (т.е. 39%) приходится на вечернее время и 71 (т.е. 61%) – на темную часть суток.

1.6. Морфологические особенности грязевых вулканов по данным метода отраженных волн сейсморазведки

Морфология поверхностной структуры ГВ на суше изучена достаточно детально морфометрическим способом и радарной съемкой. В выполненных работах исследовалась поверхностная геометрия и вещественный состав твердых выбросов и флюидов грязевых вулканов на суше (А.А. Якубов, 1971; Р.Р. Рахманов, 1987; И.С. Гулиуев,1998; и др.).

Во многих опубликованных работах имеется информация об использовании данных сейсморазведки методом отраженных волн с целью определения природы грязевулканических проявлений (И.С. Гулиев, 1988; K.Graue, 2000; J. Richard, 2005; F. Simon, 2006; R. Evans, 2007). В результате этих исследований были определены некоторые структурные элементы грязевулканических построек, развитых в морских акваториях и редко на суше. В то же время, наиболее полная информация с использованием данных сейсморазведки МОГТ о структурных элементах грязевого вулкана и его связи с нефтегазовыми месторождениями приводится в работах авторов настоящей книги [Юсубов и Кулиев, 2011; Юсубов и Кулиев, 2018; Юсубов Ализаде, Раджабли, 2019; Гулиев, Юсубов, Гусейнова, 2020; Юсубов и Гулиев 2020].

Поверхностная структура морских грязевых вулканов изучена по материалам акустической (Л.И. Лебедев, 1987) и сейсмической съемок [Юсубов и Кулиев, 2011; Юсубов и Гулиев 2020]. Морфологически они представлены луковицеобразными диапирами, крутыми диатремами и вертикальными узкими каналами.

В работах (J.Richard, 2005; F.Simon, 2006) на примере вулкана Чыраг показано, что системы грязевых вулканов в Южно-Каспийском бассейне (ЮКБ) имеют схожие черты с погружёнными (глубинными) структурами центров магматических вулканов: биконическое вулканическое проявление, кольцевой комплекс, кальдера обрушения, направленный вниз сужающийся конус и т.д. Этот вывод, частично потдверждается и результатами работ авторов настоящей книги.

Грязевые вулканы очень редко бывают одиночными. Чаще они группируются в наземные или подводные провинции (рис. 1.11). Наиболее крупные ГВ сосредоточены в пределах юго-западного Гобустана, Нижнекуринской и Южно-Каспийской впадин, охваченных майкопским бассейном осадконакопления.

В целом, до сегодняшнего времени обобщающих работ, в которых на основе обширного геолого-геофизического материала были бы описаны все составные части грязевулканической системы, их морфология и особенности, нет. В данной книге сделана попытка рассмотреть некоторые из этих вопросов на примере Южно-Каспийской грязевулканической провинции. По результатам выполненной авторами книги работы установлено, что некоторые объекты, принятые ранее за антиклинальные структуры, валы, массивы и т.д., являются составными частями гигантских грязевулканических систем.

По данным одного из новейших исследований на территории Азербайджана [Алиев, 2015] закартировано свыше 277 грязевых вулканов, 76 грязевулканических проявлений и 3 погребенных вулкана. По нашим данным на этих 277 вулканах имеется 356 объектов, извергающих грязевые массы. ГВ, связанные с антиклинальными поднятиями [Юсубов и Кулиев, 2011, 2018, 2020; Юсубов, и др., 2019], как правило, пространственно совпадают с крупными нефтяными и газовыми месторождениями, что подтверждается и результатами исследований, изложенных в настоящей книге. Они являются следствием переноса сжиженных отложений к земной поверхности, где могут представлять собой неправильной формы конусы с диаметром основания до 10 километров и высотой 500 и более метров. Другие грязевые вулканы соответствуют гладким куполам или грязевым щитам, которые являются результатом массивного извержения грязи, которая может распространяться и течь на большое расстояние от эруптивного канала.

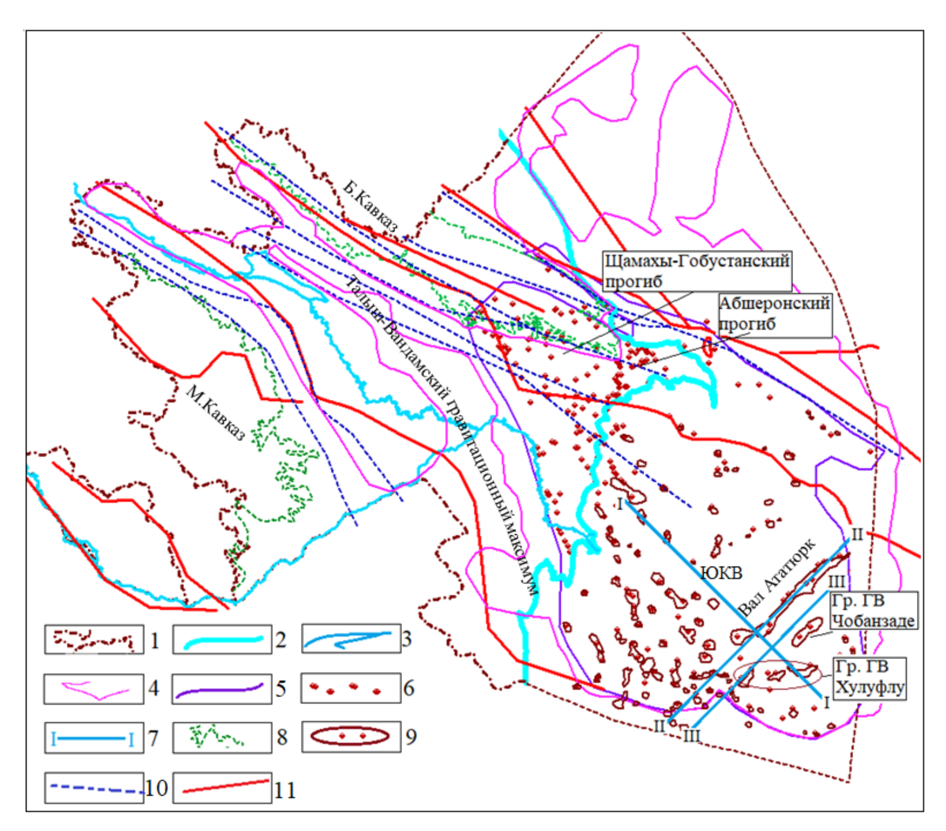


Рис.1.11. Ареал накопления майкопских отложений и развития грязевого вулканизма. 1 –государственная граница, 2 – береговая линия Каспийского моря, 3 – русло рек Кура и Аракс, 4 –граница майкопских отложений, установленная сейсморазведкой, 5 – площадь распространения грязевых вулканов, 6 – грязевые вулканы, 7 – линии сейсмических профилей, 8 – линия выхода на поверхность мезозойских отложений, 9 – грязевые вулканы, занимаемая ими общая площадь на поверхности сураханской свиты продуктивной толщи, установленые по данным сейсморазведки; 10 – тектонические разломы по данным глубинного сейсмического зондирования и геологии; 11 – тектонические разломы по данным сейсмологии (определены авторами)

В некоторых случаях эруптивные каналы могут быть распределены случайным образом или расположены вдоль систем линейных или круговых трещин. Однако данные сейсморазведки МОГТ отрицают некоторые из этих выводов. На рис. 1.12 показан временной разрез по линии I–I (местоположение указано на рис. 1.11). На представленной на временном разрезе сейсмической волновой картине отчетливо вырисовываются эруптивные каналы нескольких ГВ, известных по данным акустической и сейсмической сьемок – Дж.Булла, Дж.Зафар, Безымянный на вале Ататюрк, Дж.Чобанзаде, Безымянный над валом Хулуфлу

и наконец в районе известного в литературе массива Година. Отметим, что безымянные вулканы над валами Ататюрк и Хулуфлу выявлены нами впервые, так же как и сам вал Хулуфлу. Как видно из рис.1.12, на временном разрезе нет ни одного признака, указывающего на то, что профиль пересекает тектонический разлом или ГВ приурочен к антиклинальным поднятиям. Аналогичные выводы можно сделать и по рис. 1.13 и 1.14.

На первый взгляд все отмеченные ГВ являются самостоятельными структурными единицами. Однако, как показали результаты анализа волнового поля на временном разрезе (рис.1.13) по линии II–II (местоположение указано на рис. 1.11), безымянный ГВ над валом Ататюрк является составной частью самостоятельной структуры, ядро которой состоит из газо-водо-грязевой массы, занимающей пространство ~98х6.5х10= 6370 км^3. Ранее над этим валом отмечен [Алиев и др., 2015] ряд самостоятельных ГВ – Араз, Алов, Шарг-1, 2, 3, 4, 5 и Ататюрк. Это хорошо видно на второй половине временного разреза. Допущенная ошибка в предыдущих исследованиях кроется в том, что корни всех названных ГВ одинаковые, и они начинают разниться только с верхов сураханского времени продуктивной толщи [Юсубов и Гулиев, 2020].

Аналогичный вывод получен при изучении начальной части профиля, где нами обнаружена группа безымянных ГВ. Волновое поле на временном разрезе (рис.1.14) по сейсмическому профилю III–III (местоположение указано на рис. 1.11) представляет собой группу погребенных и неизвестных до сих пор ГВ с общими корнями.

Таким образом, результаты проведенного на основе данных трехмерной сейсморазведки исследования показали, что в Южно-Каспийской впадине имеются системы ГВ с общими корнями. Это хорошо видно и на рельефной карте поверхности сураханской свиты продуктивной толщи, представленной на рис.1.7 в трехмерном пространстве.

Схожие ситуации встречаются и на суше. На рис.1.15 показаны группы эруптивных каналов ГВ, расположенных на площадях: а – в Нижнекуринском (пл. Хыдырлы) и б – в Шамахы-Гобустанском (безымянный) районах. На первой площади имеются 21, а на второй – 8 грифонов, расположенных на территориях с S=1.0х2.6=2.6 км^2 и S=0.500х3.2=1.6 км^2 соответственно. На первый взгляд, здесь находятся многочисленные грязевые вулканы с самостоятельными эруптивными каналами. На топографических картах они отмечены как безымянные ГВ. В действительности же они являются грифонами вулканов Хыдырлы и Безымянный, расположенных соответственно в Нижнекуринском и Шамахинском районах.

В связи с этим о точном количестве ГВ, расположенных в Южно-Каспийском бассейне, говорить крайне трудно.

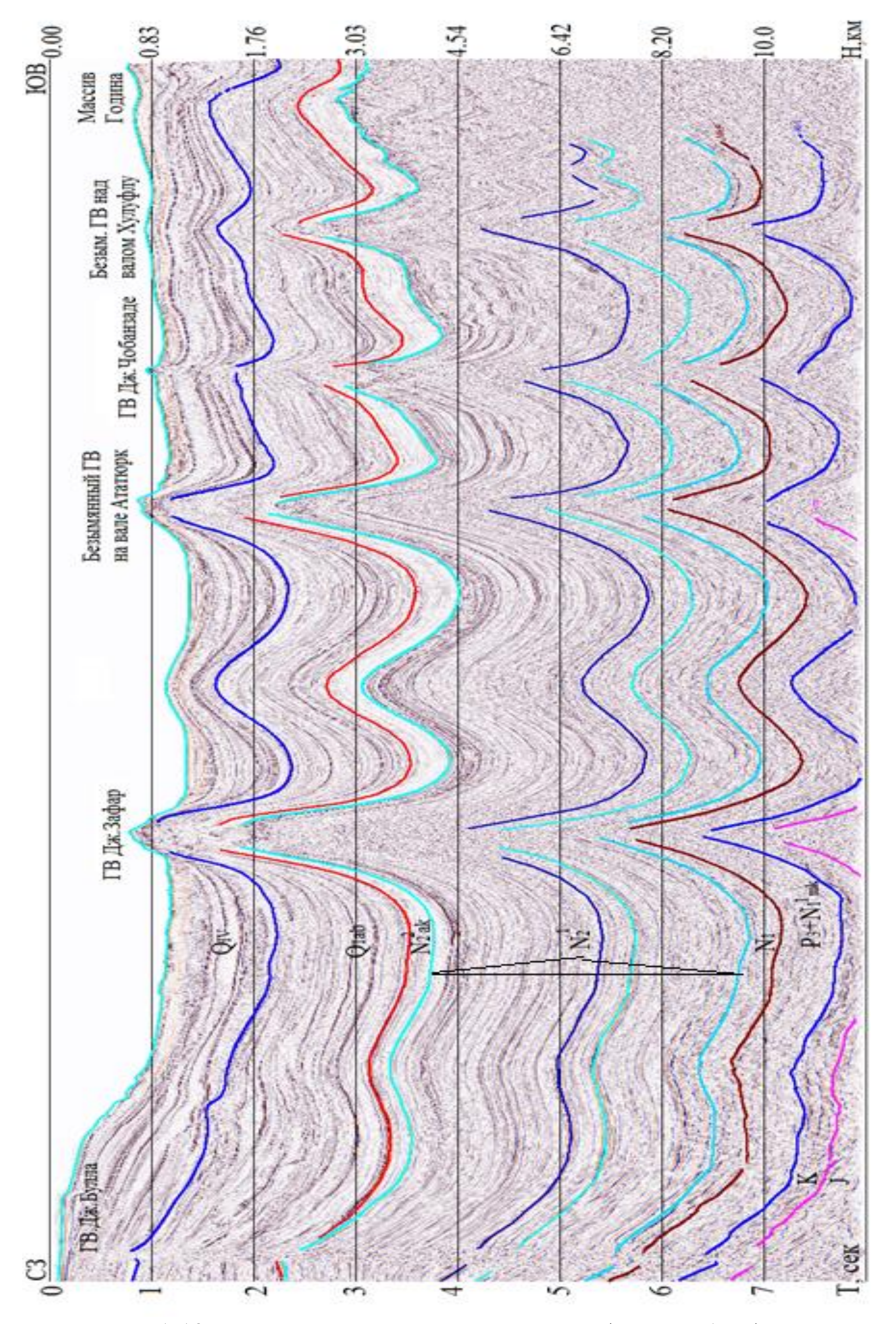


Рис.1.12. Временной разрез по линию I-I (см. рис.1.11)

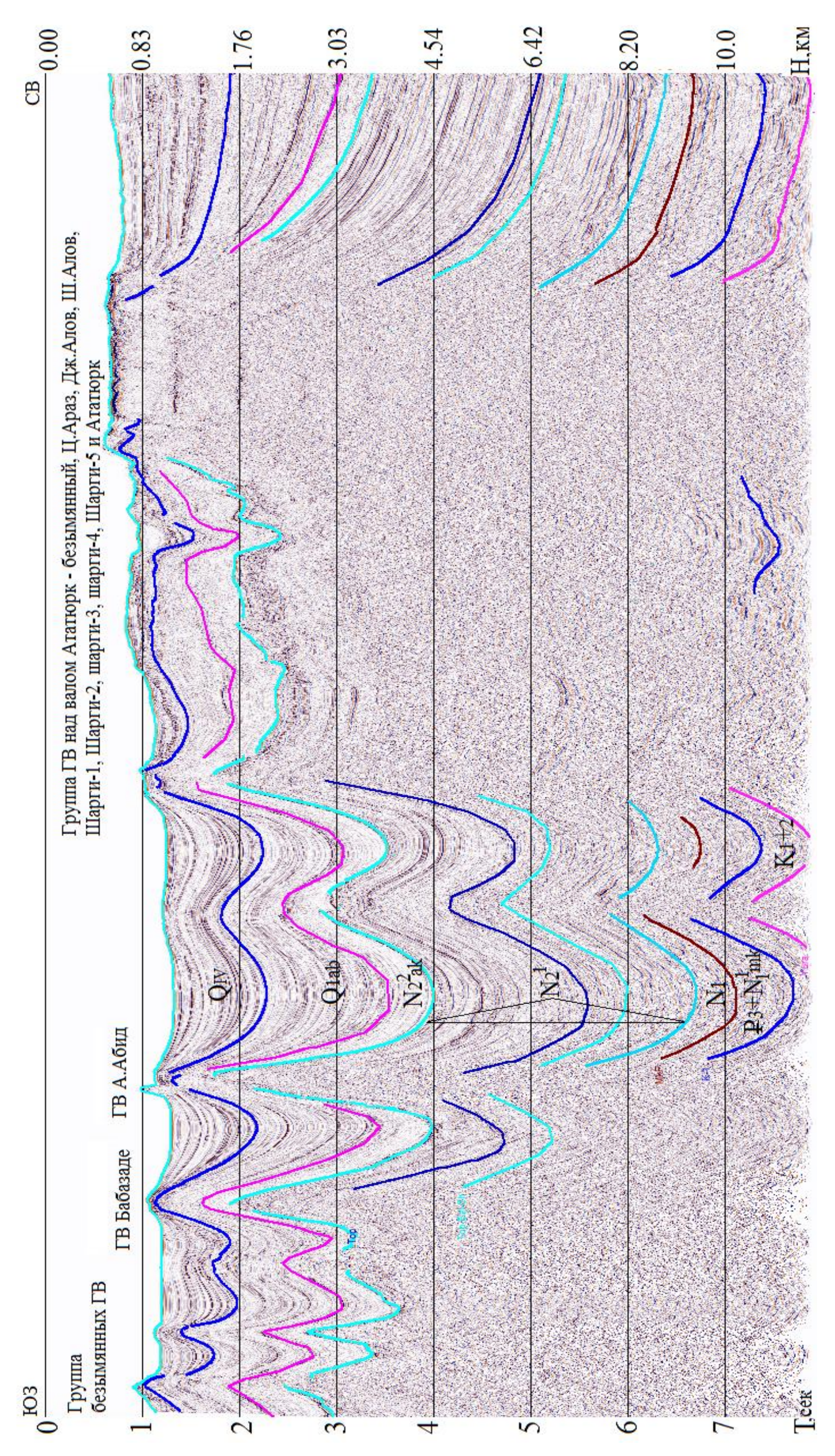


Рис.1.13. Временной разрез по линию II-II (см. рис.1.11)

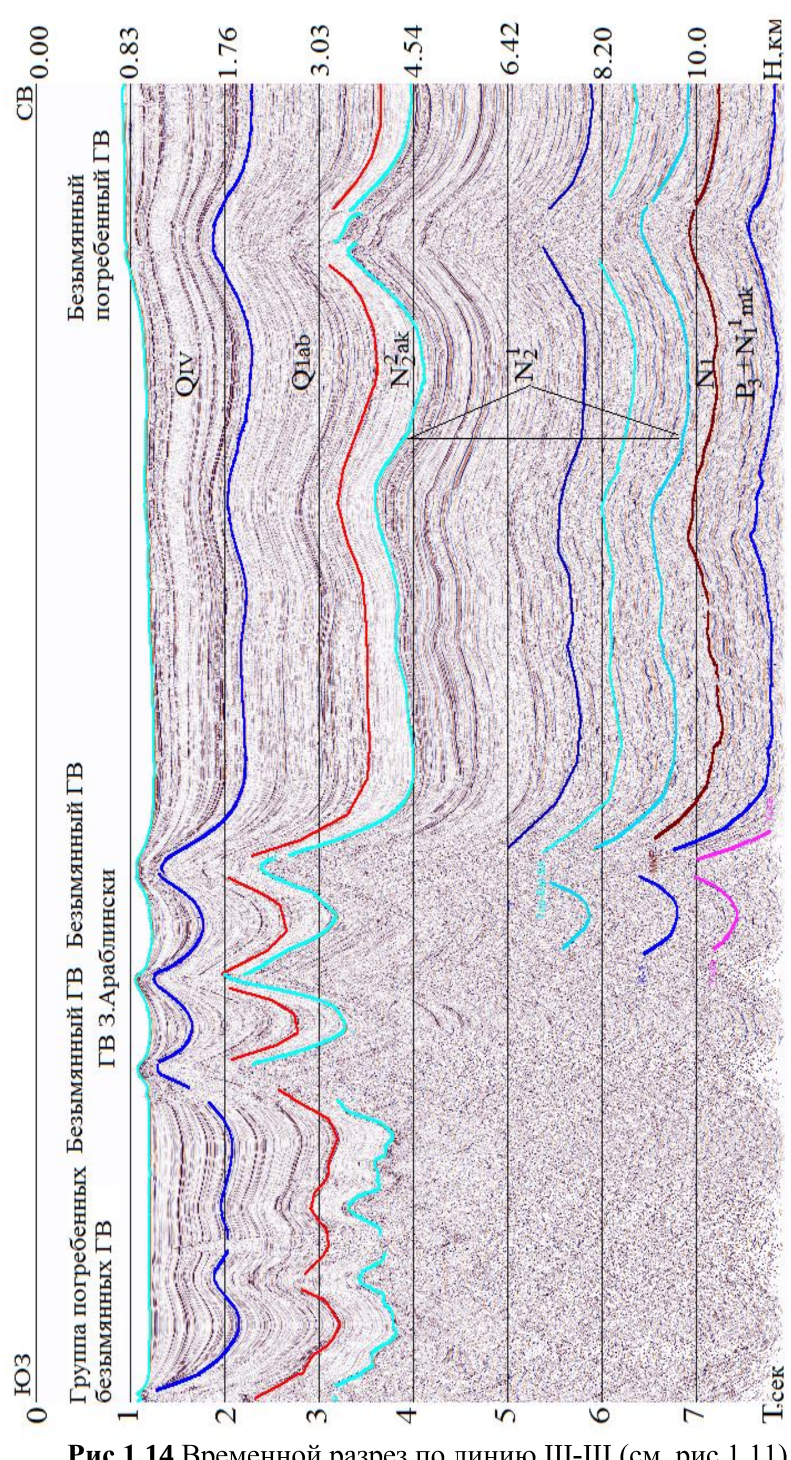


Рис.1.14 Временной разрез по линию III-III (см. рис.1.11)

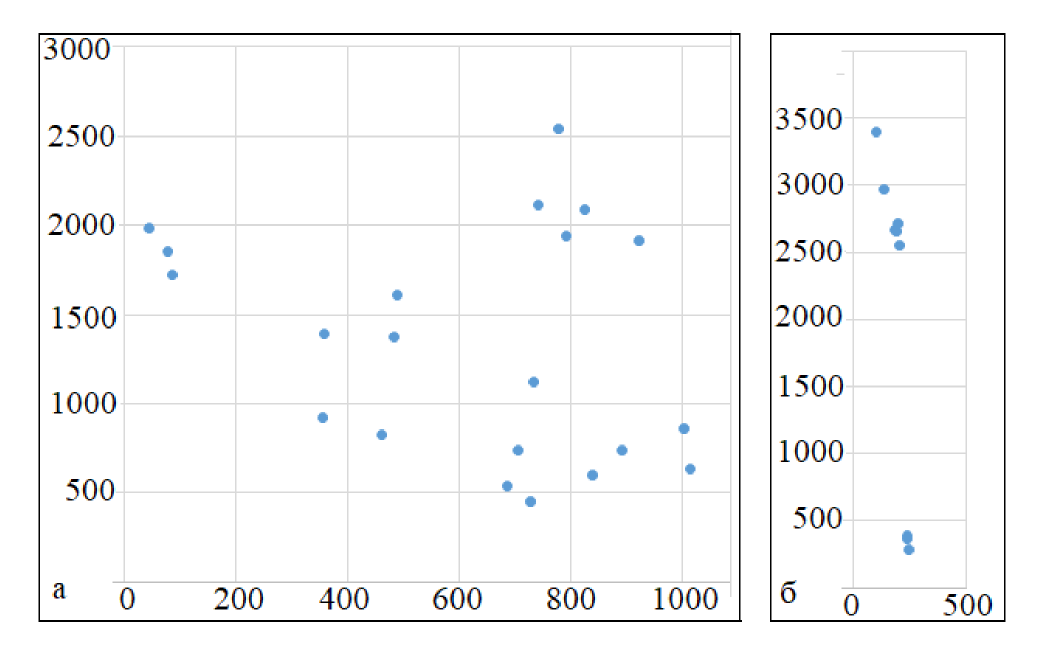


Рис 1.15. Группа эруптивных каналов грязевых вулканов, расположенных на площадях: а – в Нижнекуринском (пл. Хыдырлы) и б – в Шамахы-Гобустанском (безымянный) районах. На первой площади имеются 21, а на втором – 8 грифонов, расположенных на территориях с S=1.0x2.6=2.6 км^2 и S=0.500x3.2= 1.6 км^2 соответственно.

1.7. Палеовремя и интенсивность извержения ГВ по данным сейсморазведки методом отраженных волн

Палеовремена и периоды извержения ГВ можно определять по геометрическим параметрам эруптивных каналов ГВ, отображаемых на вертикальных сечениях сейсмических кубов. На рис.1.16 приводится теоретическая модель (рис.1.16а) формирования ГВ и вертикальное сечение эруптивного канала грязевого вулкана Нахчыван, расположенного в ЮКБ. На модели, показанной рис.16а, предполагаемая последовательность формирования эруптивного канала и кратера ГВ изображена сегментами круга. Исследования показывают, что процесс выжимания грязевой, а также газо-водо-нефтяной массы, обладающей свойством неньютоновской жидкости, начиная со времени формирования очага эруптивного канала продолжается и сегодня. Сопоставляя рис.16а и рис.16б, можно сделать вывод, что процесс извержения ГВ

имел место во всех стратиграфических интервалах развития бассейна. Этот вывод относится ко всем ГВ, зарегистрированным в Южно-Каспийском бассейне.

Вертикальное сечение эруптивного канала грязевого вулкана, расположенного в ЮКВ, в сопоставлении с теоретической моделью формирования эруптивного канала ГВ, по данным трехмерной сейсморазведки охватывает стратиграфический интервал от мела до антропогена. Купол грязевого вулкана размыт подводными течениями, что свидетельствует о завершении процесса извержения (или сокращении объема, выносимого на дневную поверхность грязевой брекчии) вулкана. На рис. 16б видно, что корни грязевого вулкана находятся на уровне эрозионной поверхности мезозойских отложений. Размер эруптивного канала этого ГВ с начала миоцена до конца сураханского времени постоянно увеличивался. В акчагыле кратер вулкана находился над уровнем моря – здесь существовал вулканический остров. После акчагыла размер этого острова уменьшился, что свидетельствует о сокращении здесь процесса извержения ГВ. Отметим, что в миоцен-четвертичный период развития бассейна осадконакопления этот вулканический остров продолжал существовать. Следует также отметить, что зона, где нарушается непрерывность при корреляции синфазных осей отраженных от поверхности мезозойских пластов волн (в данном случае, от эрозионной поверхности мезозойских отложений), связана с искажающим влиянием эруптивного канала грязевого вулкана на кинематические и динамические параметры сейсмического волнового поля. Иными словами, это присходит из-за поглощения энергии эластичного рассеивания фронтов падающего и отраженного волновых полей эруптивным каналом ГВ.

Самые разные формы развития этого процесса (продолжающегося и по настоящее время) запечатлены на временных разрезах, построенных по данным 2D и 3D сейсморазведки, выполненной в пределах ЮКВ.

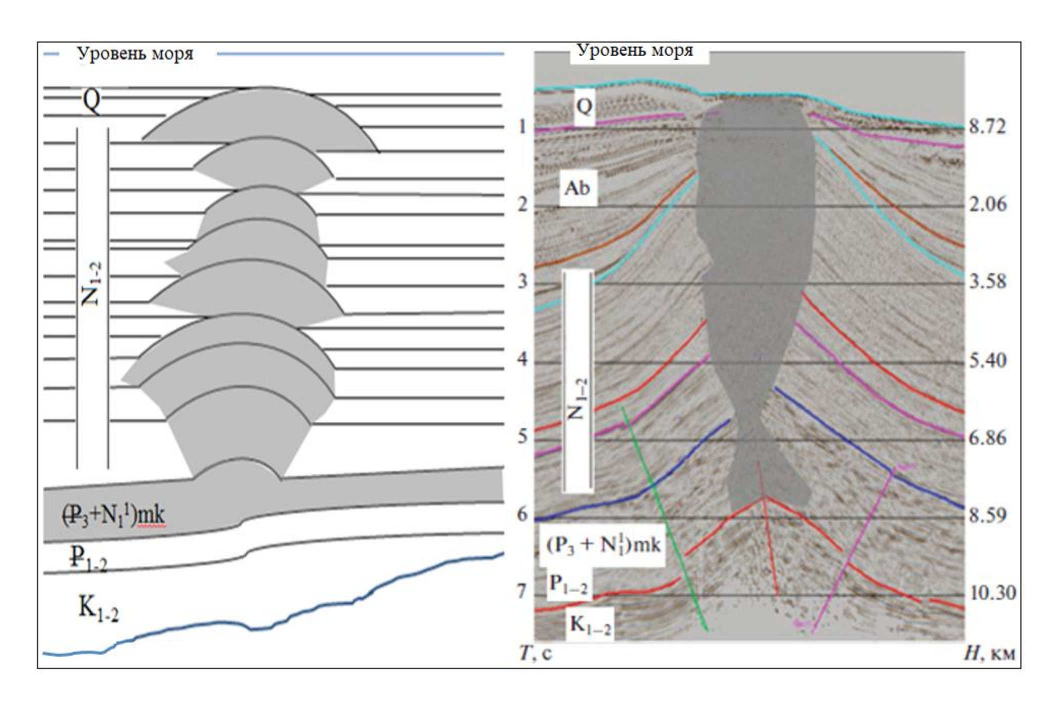


Рис.1.16. Теоретическая модель и сечение эруптивного канала ГВ по данным трехмерной сейсморазведки

На рис 1.17-1.25 приводятся сечения эруптивных каналов нескольких ГВ, расположенных в пределах Южно-Каспийской впадины. При их сопоставлении обнаруживается, что интенсивные извержения ГВ отмечаются, начиная с начала миоцена, во всех геологических эпохах (стратиграфических этажах) развития ЮКБ.

Например, на рис 1.17 видно, что эруптивный канал ГВ формировался с начала миоцена и процесс извержения продолжал усиливаться до конца сабунчинского времени ПТ. С этого периода интенсивность процесса извержения стабилизировалась, и к началу сураханского времени процесс замедлился, а в начале абшеронского этажа плейстоцена вновь усилился. С конца этого периода развития бассейна осадконакопления до середины четвертичного периода интенсивность процесса извержения ГВ увеличилась. В настоящее время извержения этого ГВ продолжаются. Этот факт легко устанавливается по флуктуациям размеров сечений эруптивных каналов ГВ. Однако, как наблюдается по данным сейсморазведки, это происходит не на всех ГВ одновременно. Активизация деятельности грязевых вулканов наблюдается и в современную эпоху по такой же схеме, т.е. ГВ просыпаются как бы по «очереди» (см табл.1.1 и 1.2).

Схожими свойствами характеризуются эруптивные каналы других ГВ, показанные на рис 1.18-1.23.

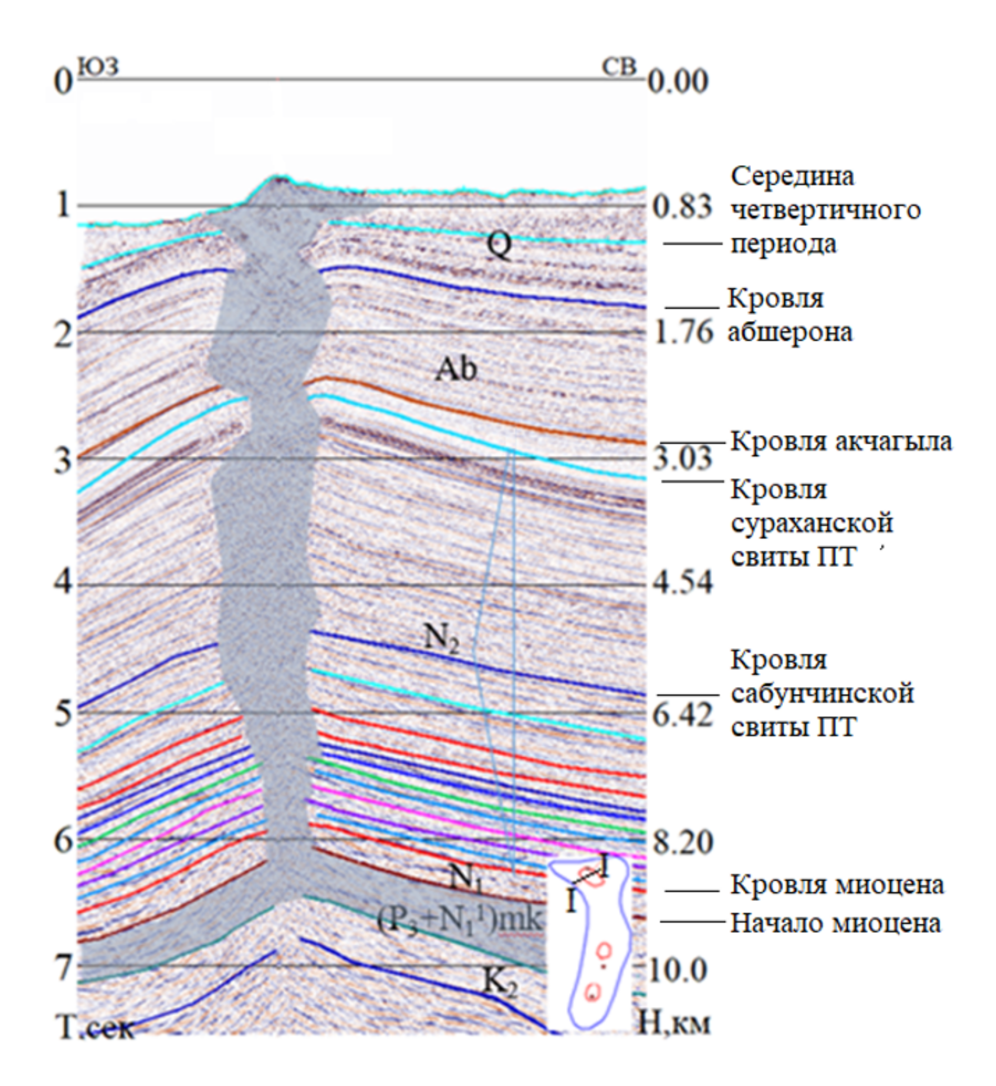


Рис.1.17. ГВ в ЮКВ. Сечения эруптивного канала вулкана в направлении ЮЗ-СВ (см. в правой нижней части рисунка – линия I-I).

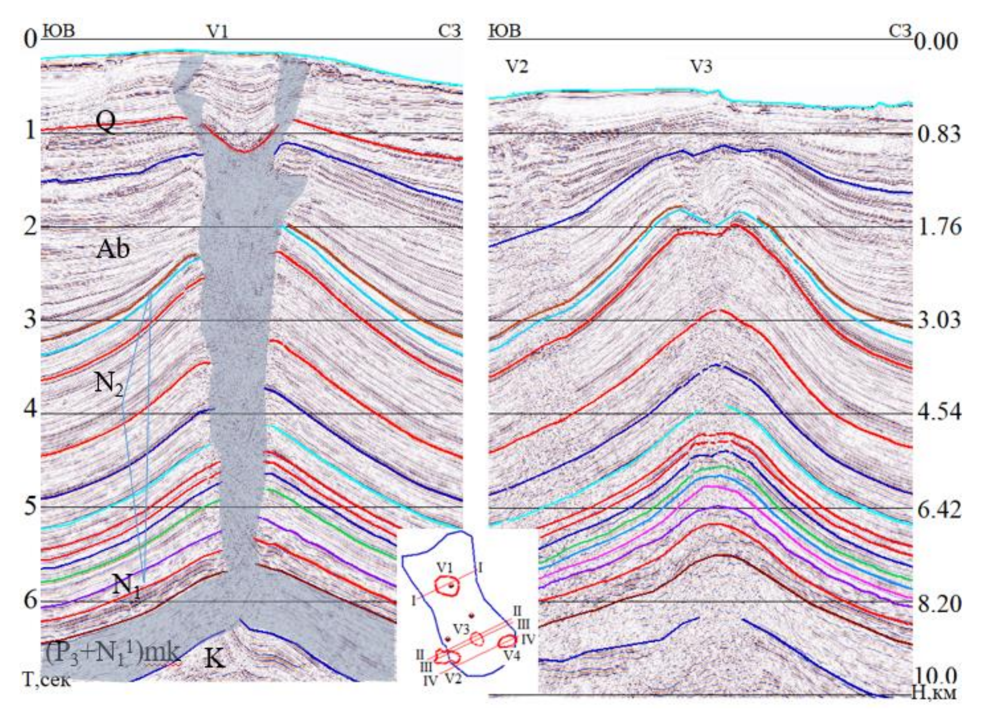


Рис.1.18. ГВ на площади Шах-дениз: слева сечения эруптивного канала вулкана V1 по линии I-I, справа V2 и V3 – по линии II-II.

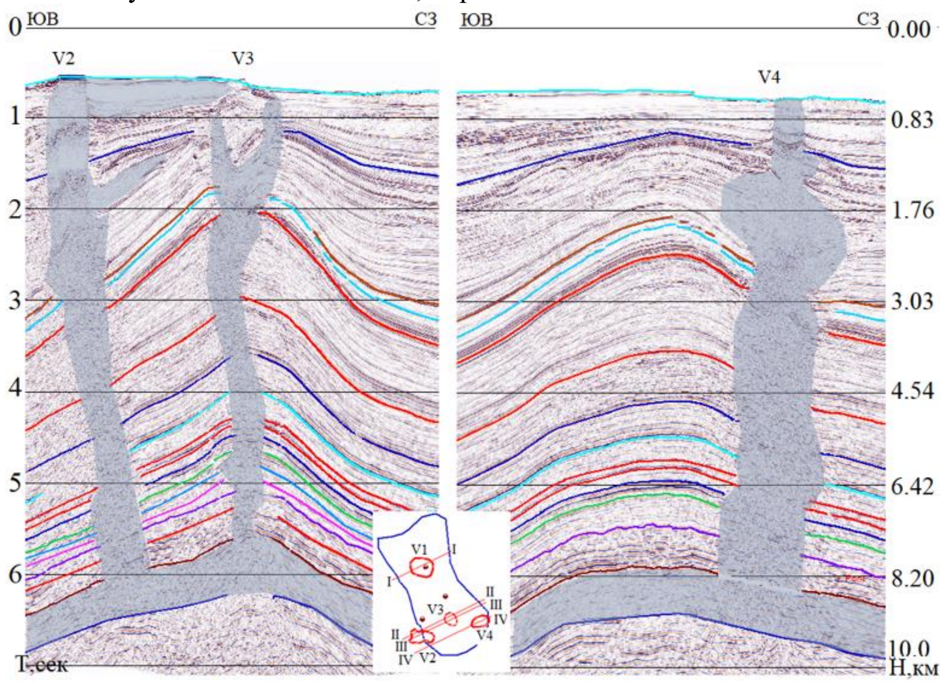


Рис.1.19. ГВ на площади Шах-дениз: слева сечения эруптивного канала вулкана V2 и V3 по линии III-III, справа V4 – по линии IV-IV.

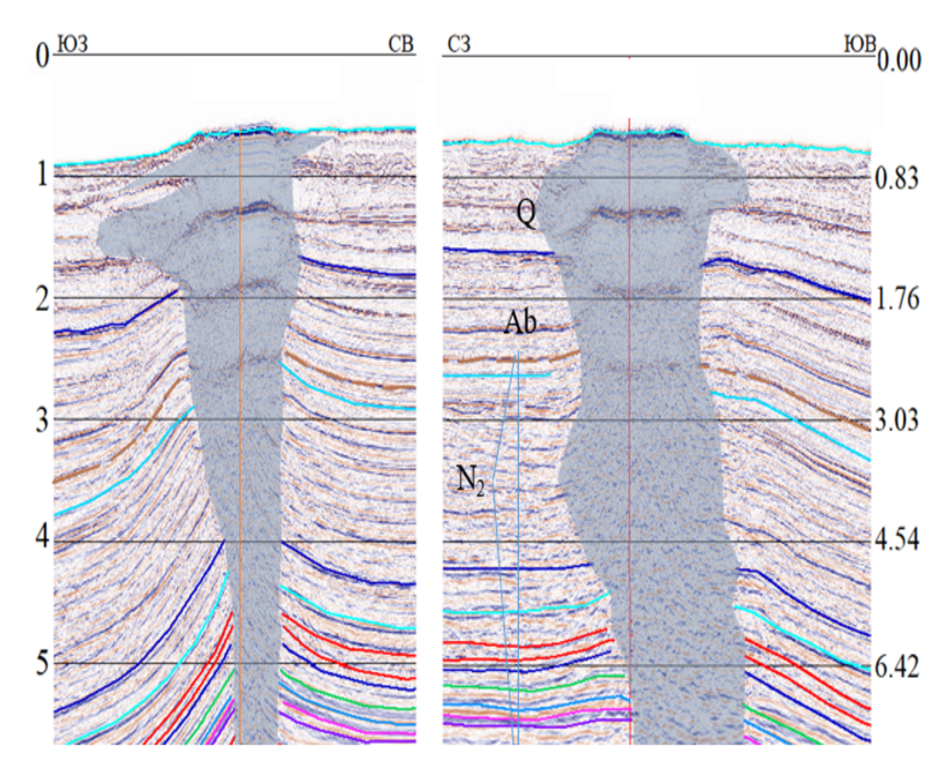


Рис.1.20. Сечения эруптивного канала ГВ расположенного, в ЮКВ во взаимно перпендикулярном направлениях

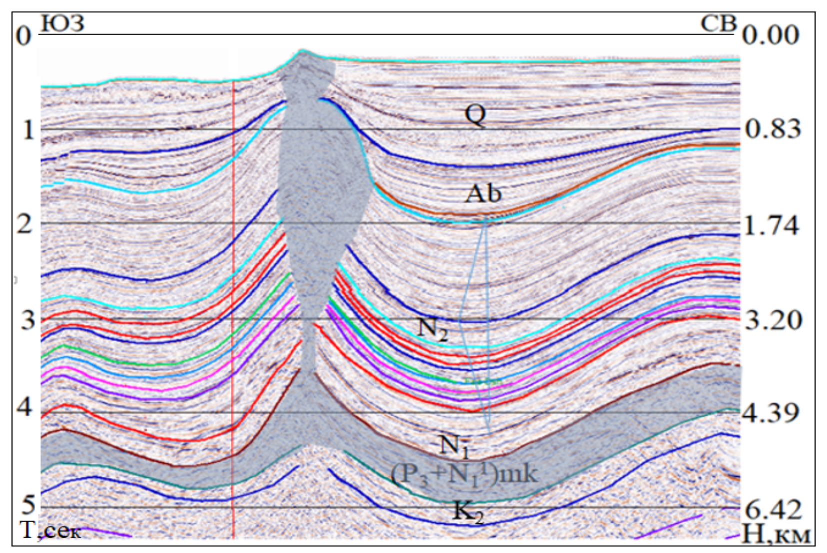


Рис.1.21. Сечения эруптивного канала ГВ расположенного, в ЮКВ.

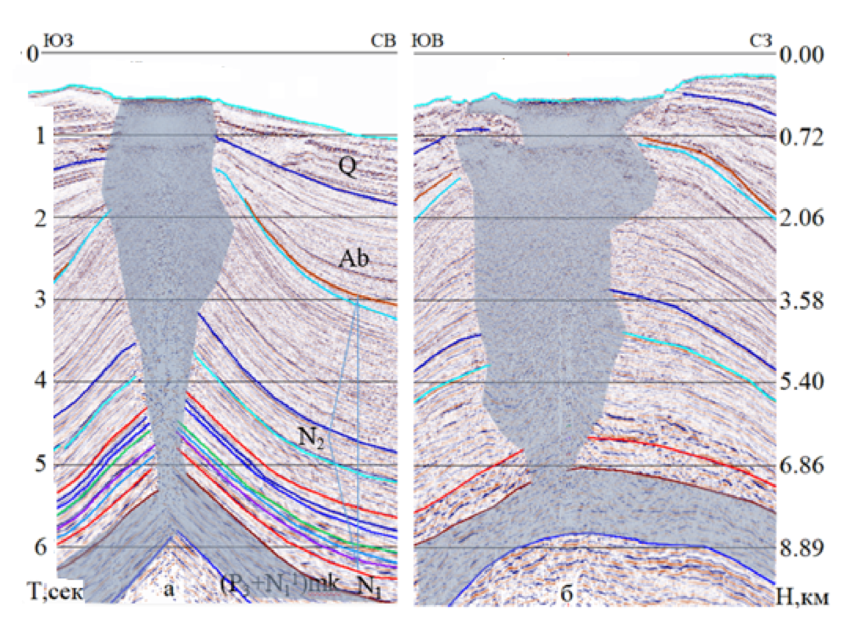


Рис.1.22. Сечения эруптивного канала Грязевого вулкана во взаимно-перпендикулярном направлениях.

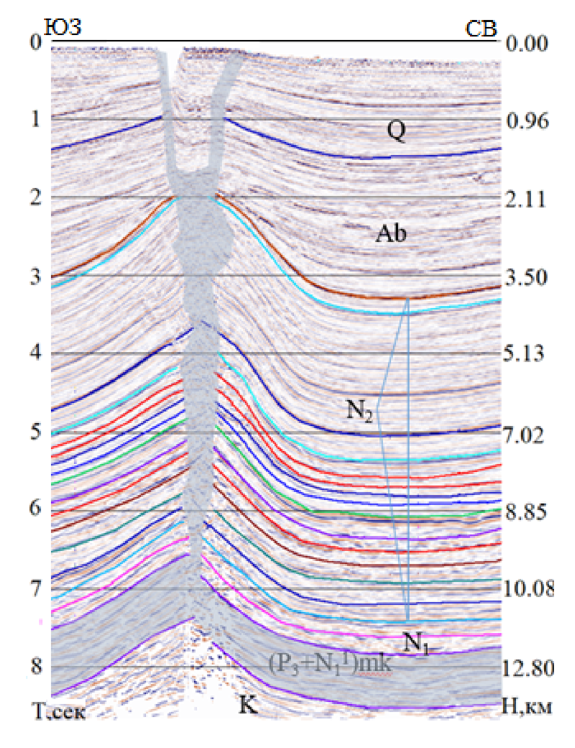


Рис.1.23. Сечения эруптивного канала вулкана по линии ЮЗ-СВ по одному из вулканоы в ЮКВ.

Конфигурацию эруптивных каналов можно рассмотреть и на горизонтальных сечениях сейсмических кубов. На рис 1.24 и 1.25 приводятся горизонтальные и вертикальные сечения эруптивных каналов группы ГВ, расположенных в границах одной из структур, находящейся в пределах Южно-Каспийской впадины. По размерам этих сечений можно сделать вывод об интенсивности извержения ГВ в разные эпохи развития бассейна осадконакопления, охватившего ареал распространения ГВ. Такие же выводы можно сделать и по вертикальным сечениям этих вулканов. Отметим, что все они (5 вулканов) находятся в пределах одной структуры.

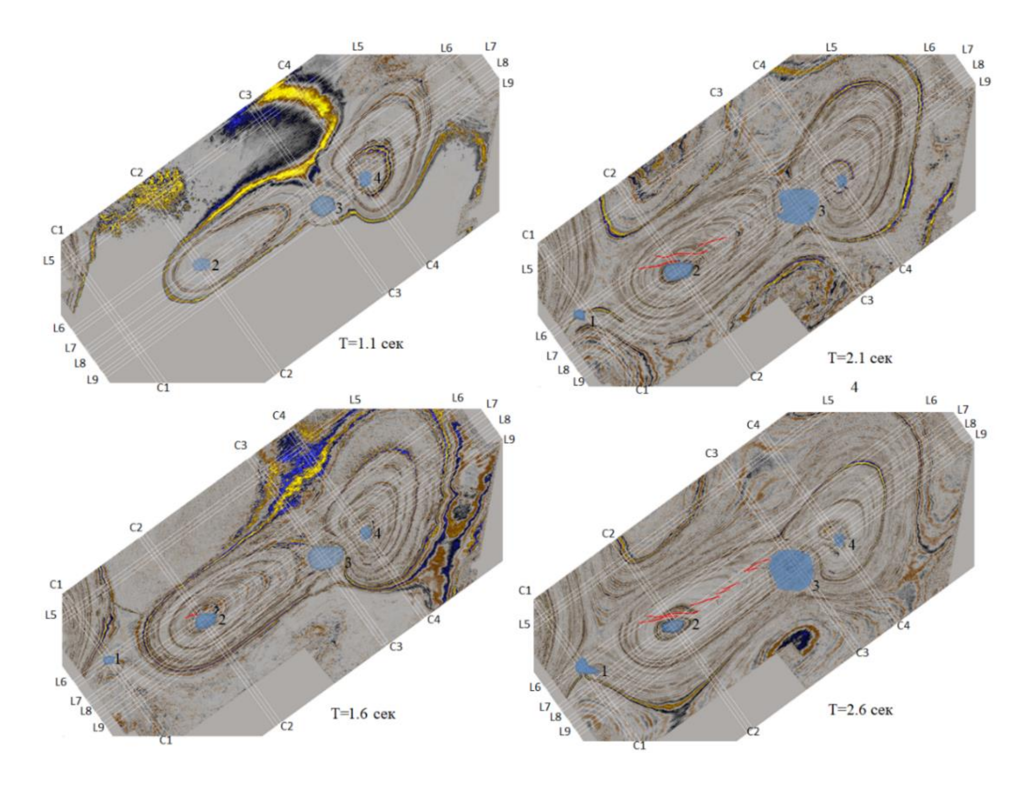


Рис. 1.24а. Горизонтальные сечения сейсмического временного разреза с интервалом 1.1 сек. На каждом горизонтальном сечении куба (слайс) синим цветом отмечены контуры сечения грязевых вулканов. Красными линиями отмечены разрывные нарушения, образованные в результате деятельности ГВ. На рис.1.25 видна глубина проникновения разломов.

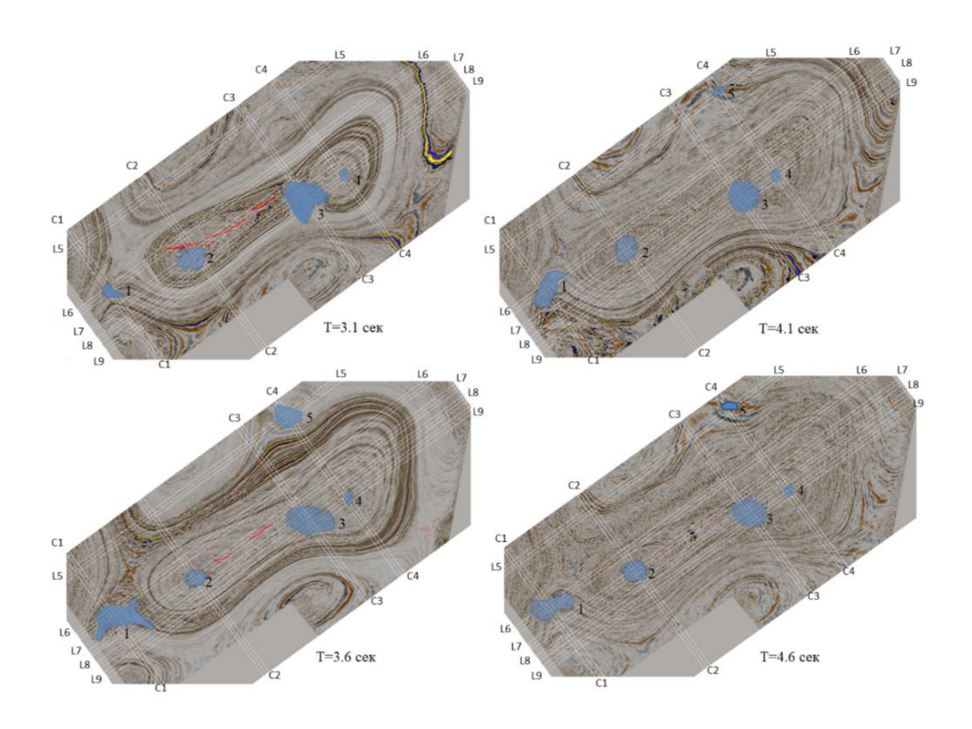


Рис. 1.24б. Продолжение рис 1.24.

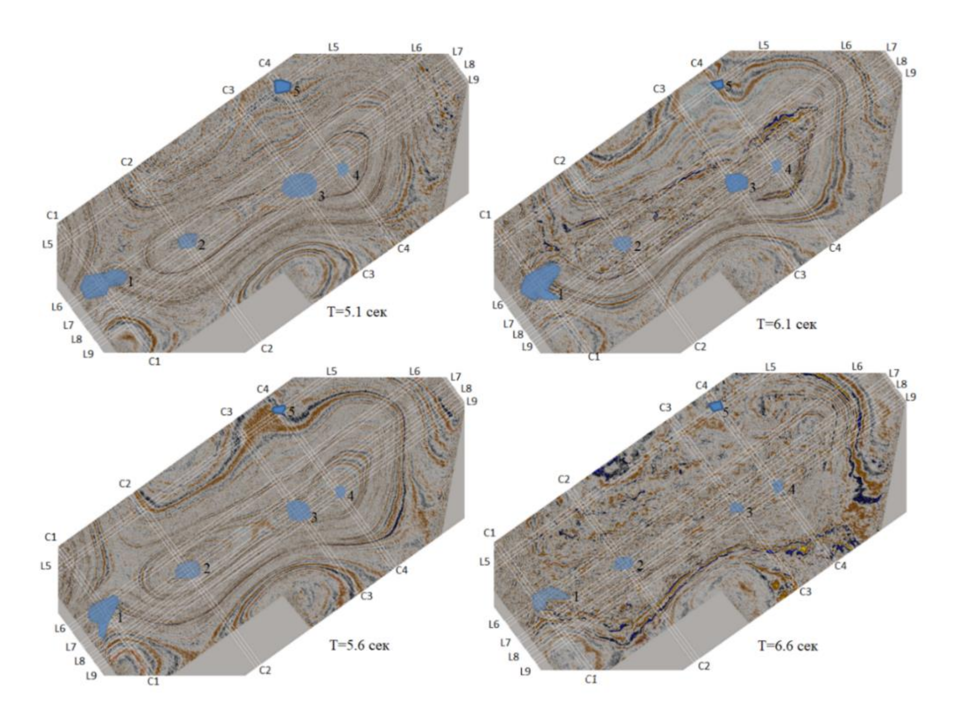


Рис. 1.24в. Продолжение рис. 1.24.

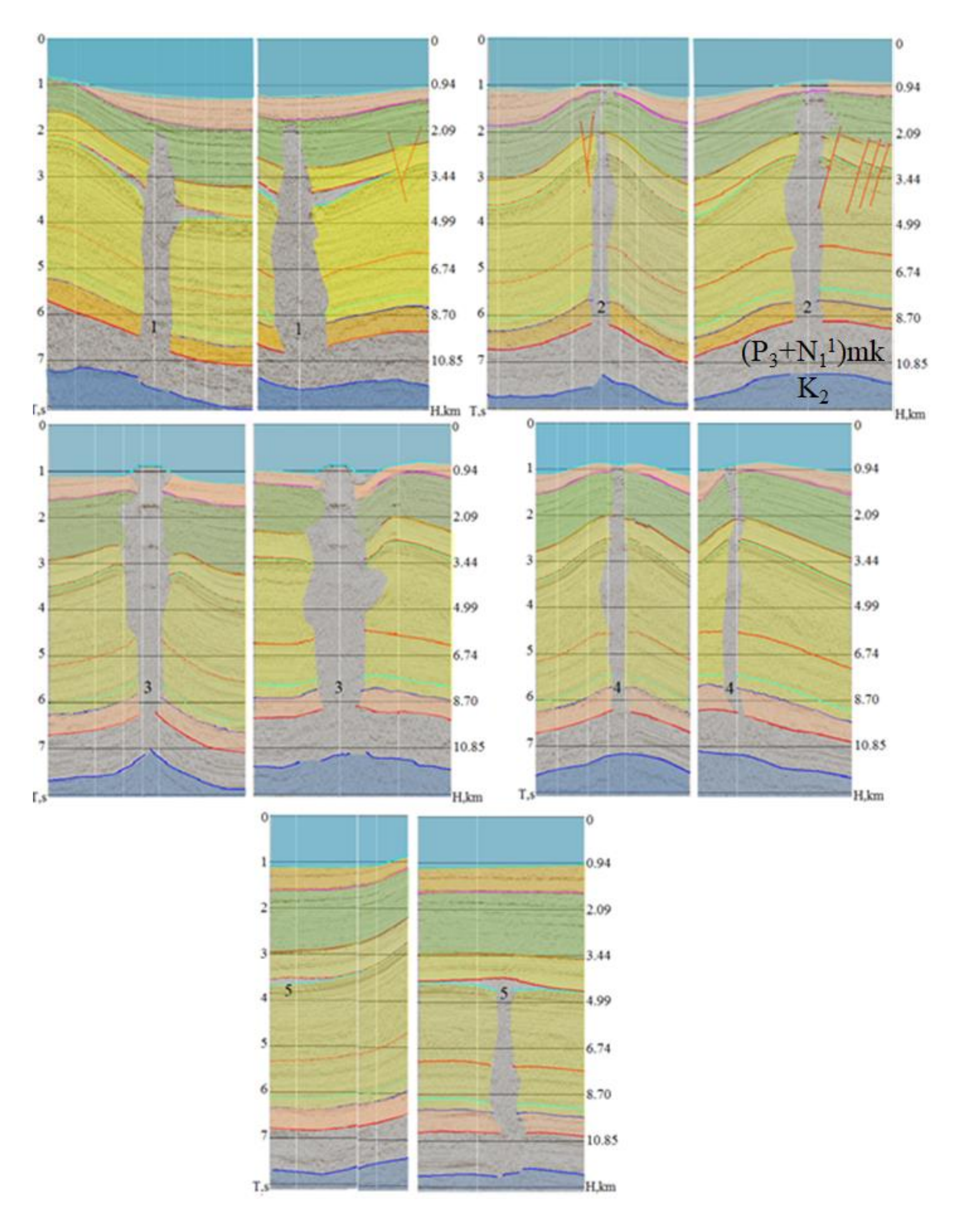


Рис. 1.25. Вертикальные сечения сейсмического куба по линиям: 1-1 – C1-C1–L6-L6, 2-2 – C2-C2–L7-L7, 3-3 – C3-C3–L8-L8, 4-4 – C4-C4–L9-L9 и 5-5 – C4-C4–L5-L5 соответственно.

Палеовремя формирования грязевого вулканизма можно определять и по палеореконструкциям, выполненным по временным разрезам. На рис. 1.26а показано сечение сейсмического куба, по которому видно, что в районе исследования имеется антиклинальная структура, в центре которой находится эруптивный канал грязевого вулкана. Как видно из рисунка, антиклинальная структура, ядро которой проколото эруптивным каналом, отмечается по всем стратиграфическим интервалам – начиная от мела до дневной поверхности. По временному разрезу видно, что амплитуда структуры нарастает по мере уменьшения возраста отложений. В центральной части верхнего интервала эруптивного канала ГВ (в кратере) имеется интервал, состоящий из осадочных пород с нормальном напластованием. Они накапливались здесь примерно с начала четвертичного периода. Исходя из конфигурации сейсмических отражений, можно говорить, что, начиная с середины четвертичного периода, часть этих отложений оторвалась и начала тонуть в грязевой массе, формируемой эруптивным каналом, при этом сохраняя первоначальную форму залегания. Однако грязевой вулкан продолжал извержение вокруг этого тонувшего участка отложений, что отчетливо видно на рис 1.26а.

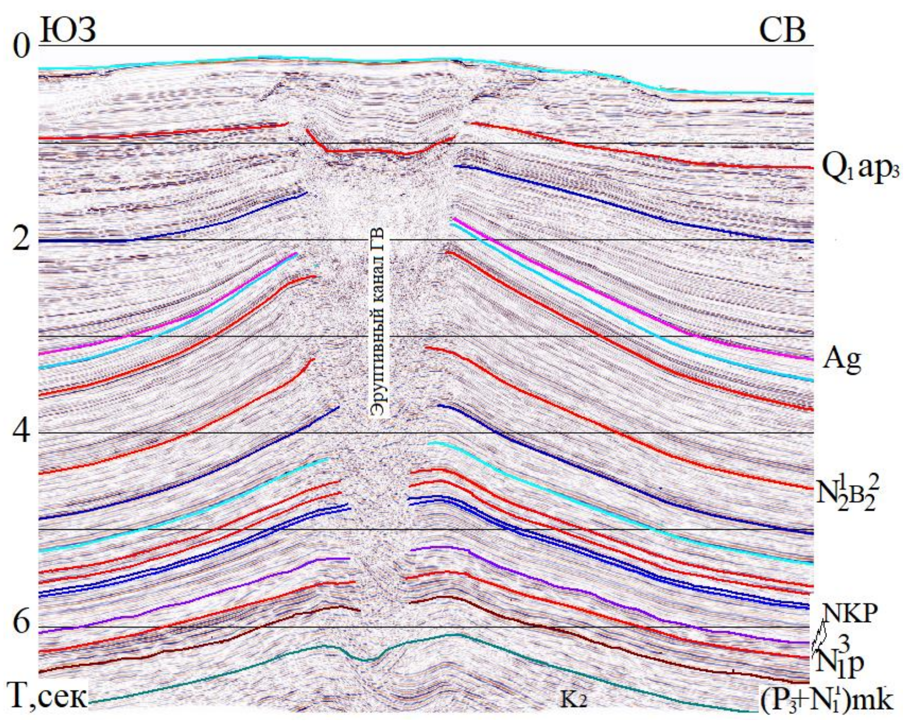


Рис. 1.26а. Сечение сейсмического куба в ЮЗ-СВ направлении.

На рис.1.26б дан временной разрез, «приведенный» (палеореконструкция) на конец миоцена (понт?). После коррекции времени отражения от всех поверхностей размыва отложений к понтическому времени видно, что в верхних интервалах амплитуда структуры вокруг эруптивного канала уменьшается во всех стратиграфических интервалах. Величина этого уменьшения равна амплитуде структуры, соответствующей понтическому времени. На рисунке видно, что на поверхностях меловых и майкопских отложений антиклинальные поднятия не наблюдаются. Здесь вокруг эруптивного канала ГВ наблюдается некоторое увеличение мощности отложений надгырмакинской свиты. Этот факт указывает, что рост антиклинальной структуры и извержение грязевого вулкана начинались одновременно с начало миоцена. Рост мощности отложений, следовательно, и амплитуды структуры происходил за счет выталкивания молодых рыхлых отложений грязевой массой в радиальных направлениях вокруг эруптивного канала.

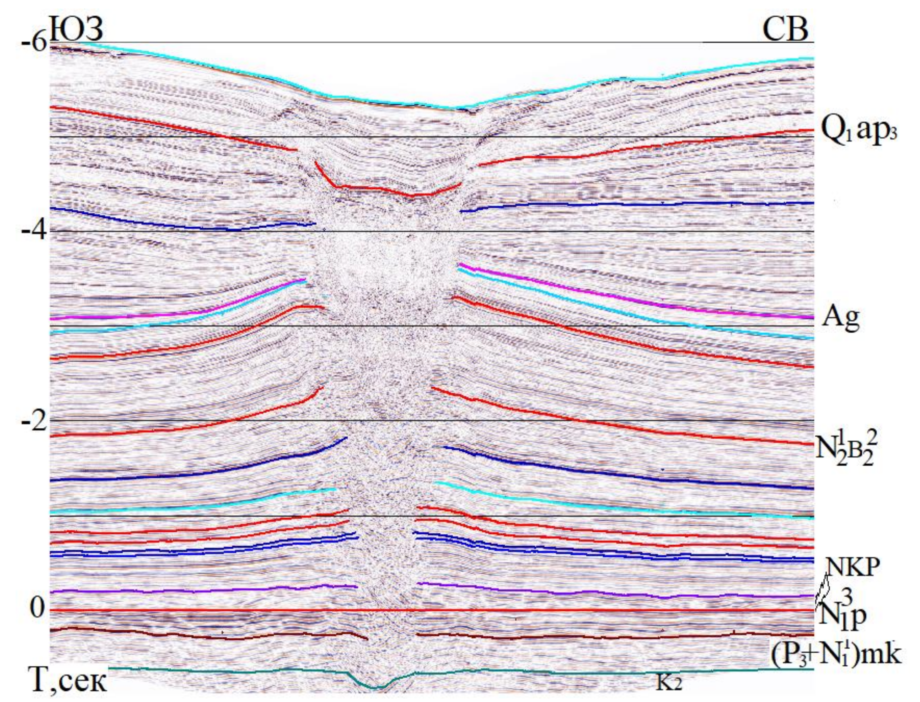


Рис. 1.26б. Палеоразрез по сечению сейсмического куба в ЮЗ-СВ направлении, показанного на рис.1.26а, к концу понтического времени.

Аналогичный процесс происходил и в процессе накапливания вышележащих отложений, и при этом наблюдалась прямая зависимость между увеличением диаметра эруптивного канала и ростом амплитуды антиклинальной структуры.

На рис. 1.26в приводится палеореконструкция временного разреза, показанного на рис.1.26, на конец сабунчинского времени продуктивной толщи. Здесь наблюдаем, что с конца сабунчинского времени рост амплитуды антиклинальной структуры и увеличение диаметра эруптивного канала продолжается. На рис.1.26б при обратном знаке развития амплитуды структуры наблюдаем сокращение в диаметре эруптивного канала ГВ.

Резюмирая сказанное, приходим к выводу, что развитие грязевого вулканизма в ЮКВ и раскрывающихся в ее сторону Нижнекуринской впадине, Шамахы-Гобустанском и Абшеронском прогибах начинается с начала миоцена. Геометрические параметры осей синфазности отражений от абшеронских и четверитчных отложений подтверждают правильность заключения о накапливании в кратере вулкана четвертичных отложений в указанный геологический период, т.е. в это время скорость осадконакопления превышала скорость развития эруптивного канала грязевого вулкана.

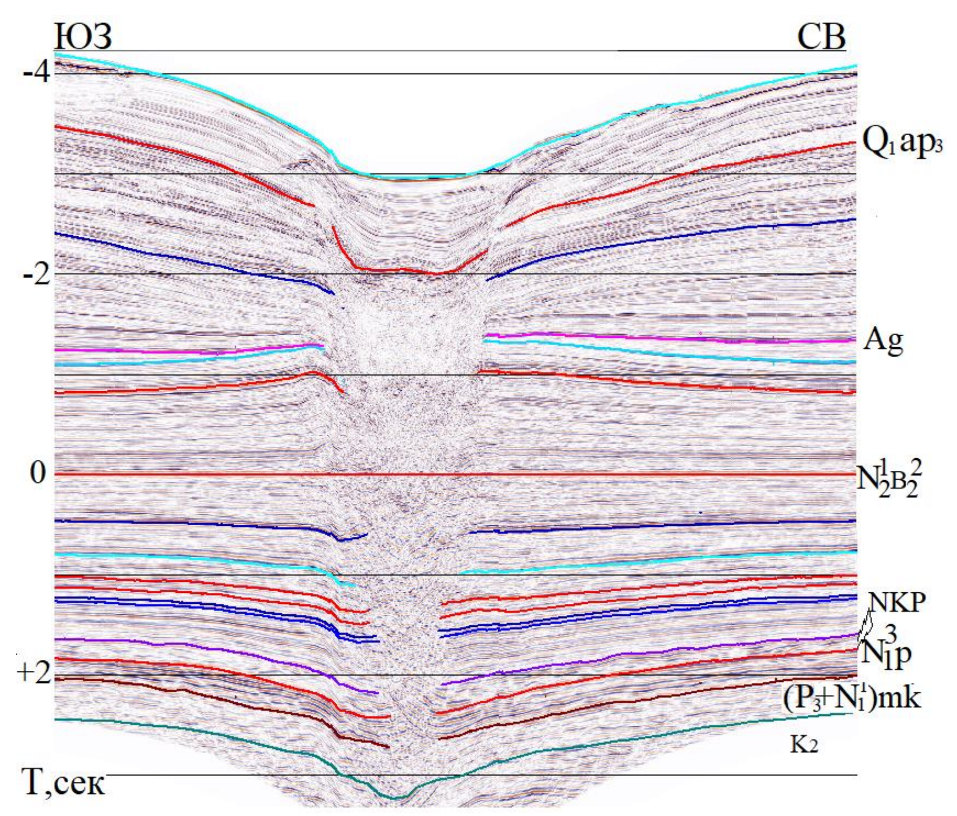


Рис. 1.26в. Палеоразрез по сечению сейсмического куба в ЮЗ-СВ направлении, показанном на рис.1.26а к концу сабунчинского времени

Отметим, что для всех грязевых вулканов, обнаруженных на территории Азербайджана наблюдается прямая зависимость увеличения диаметра эруптивного канала с ростом мощности осадочного комплекса отложений. Этот вывод указывает на то, что в процессе развития грязевого вулканизма участвует геостатическое давление, созданное отложениями миоцен-четвертичного возраста, расположенными над майкопскими глинистыми отложениями, состоящими из более плотных пород. Механизм образования грязевого вулканизма подробно рассмотрен в главе 6.

Выводы к главе 1

1. По данным сейсморазведки МОГТ центральная часть грязевого вулкана (эруптивный канал) является трехмерной геометрической фигурой неправильной формы (конусообразной, иногда цилиндрической), заполненной жидкой грязевой (флюидной) массой. Поперечные сечения (горизонтальные) эруптивного канала представляют собой эллипсы неправильной формы. Длинная ось эллипсов, представляющих собой горизонтальные сечения эруптивного канала, меняется, как правило, от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров, а короткая ось – от нескольких метров до 10 км. Высота эруптивного канала в ЮКВ достигает 12 км.
2. Деятельность грязевых вулканов начинается в раннемиоценовое время, отмечается во всех стратиграфических интервалах развития осадочного бассейна и продолжается в настоящее время, корни эруптивных каналов грязевых вулканов связаны с майкопскими отложениями. Интенсивные извержения отдельных ГВ происходят не на всех участках площади развития грязевого вулканизма одновременно. Активизация деятельности грязевых вулканов наблюдается и в современную эпоху по такой же схеме, т.е. грязевые вулканы «просыпаются» по очереди. Вывод подтверждается и статистическими данными об извержении ГВ (рис. 1.8 и таблица 1.1).
3. Процессы извержения ГВ характеризуются периодичностью (рис. 1.8). В деятельности ГВ выделяются две стадии: эксплозивная и грифонная. Первая стадия сопровождается мощными выбросами газов, твёрдых обломков пород и грязи, которые иногда поднимаются на высоту до нескольких сотен метров. На грифонной стадии ГВ из эруптивного канала медленно вытекает жидкая грязь, иногда густая масса перемятой породы – сопочная брекчия.

ГЛАВА 2

ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ

В пределах охватываемой границами Азербайджана территории выделен ряд тектонических зон – Мегантиклинорий Большого Кавказа, Малый Кавказ, Куринская межгорная и Южно-Каспийская впадины. Эти тектонические единицы определяют современную региональную тектонику территории Азербайджана. Грязевой вулканизм охватывает Южно-Каспийскую впадину (ЮКВ), в которую с запада открываются Абшероно-Гобустанский и Нижнекуринский прогибы. Глубоководная часть ЮКБ состоит из двух котловин – на севере Азербайджанской, на юге Иранской (здесь не рассматривается).

2.1. Горно-складчатые зоны

Эта часть книги отражает результат обобщения литературных материалов с некоторыми дополнениями авторов, полученными на основе интерпретации современных геолого-геофизических данных, в основном сейсморазведочных.

Геологическая история Кавказа началась в рифее при сопровождении геосинклинального режима. В герцинскую эпоху складчатости Предкавказье и Большой Кавказ были дифференцированы на систему субширотных геосинклинальных прогибов, которые в каменноугольном периоде испытали мощные поднятия, и рельеф приобрёл горный облик. К нижней перми эта горная страна пенепленизировалась, а в триасе была разбита разломами на множество узких грабенов, в которых накапливались осадочные и вулканогенные породы. Геосинклинальный режим существовал лишь в пределах южного склона Большого Кавказа.

В связи с грязевым вулканизмом наибольший интерес представляет начинающийся с юрского периода альпийский этап формирования рассматриваемой территории. В нём различают 3 стадии:

- на ранней стадии (юра) территория подвергалась значительному опусканию и морской трансгрессии по осям двух синклинальных зон. Одна протягивалась вдоль южного склона Большого Кавказа с переходом на север в Дагестане, а вторая протягивалась почти параллельно

первой на Малом Кавказе. В обеих геосинклиналях шло интенсивное накопление осадков, в результате этого мощность нижнеюрских отложений достигала максимума (до 10 км) в Дагестане и в Азербайджане (М.В. Кленова и др., 1962). В Закавказье к этому времени приурочен интенсивный магматический вулканизм. В конце юры произошло поднятие территории и регрессия морей. Морской режим бассейна сменился лагунным;

- средняя стадия (мел – начало палеогена) характеризуется нисходящими движениями земной коры, распространением трансгрессий. В верхнем мелу, в фазе максимальной трансгрессии, море затопило всю территорию Кавказа, включая Главный Кавказский хребет. В конце мела тектонические движения привели к поднятию осевой зоны. В Закавказском нагорье с мезозойскими тектоническими движениями связаны подводные магматические вулканические события и процессы образования эффузивов и туфогенных осадков. Верхнемеловая трансгрессия была последней, охватившей почти весь Кавказ. Это хорошо видно на рис. 2.1 (геологическая модель) и рис. 2.2 (временной разрез по профилю, отработанном в Куринской впадине в ЮЗ-СВ направлении);

- на позднеальпийской стадии (палеоген-четвертичный период) развития территории Кавказ превратился в обширный остров, слабо подверженный эрозионным процессам. На месте геосинклинали Большого Кавказа формировалась единая обширная геоантиклиналь – область погружения превращалась в область поднятия. Малокавказская геосинклиналь и Закавказье превращались в зоны погружений.

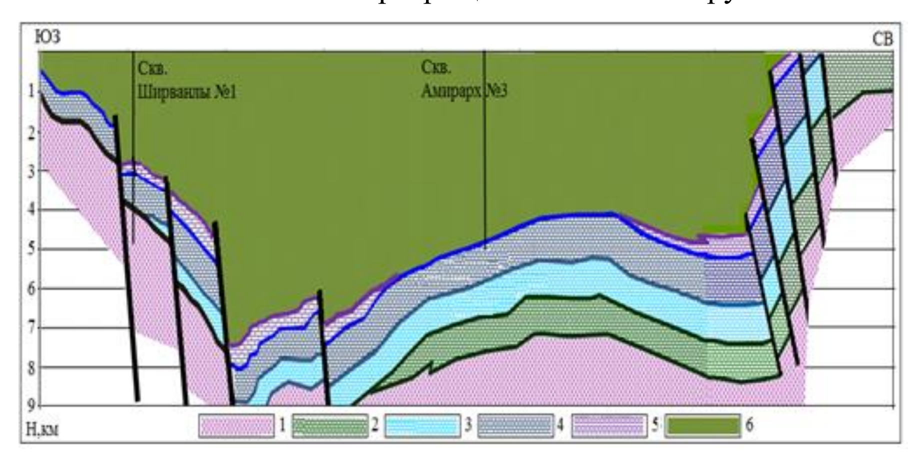


Рис.2.1. В олигоцене-неогене Куринская впадина дифференцированно прогибалась и создала современную межгорную зону – Закавказский прогиб со срединным массивом в фундаменте: 1 – доюрский фундамент, 2 – юрские карбонаты, 3 – нижний мел (вулканогенные осадки), 4 – верхний мел (карбонаты), 5 – палеоцен (карбонатный), 6 – еще не сформировавшийся кайнозой.

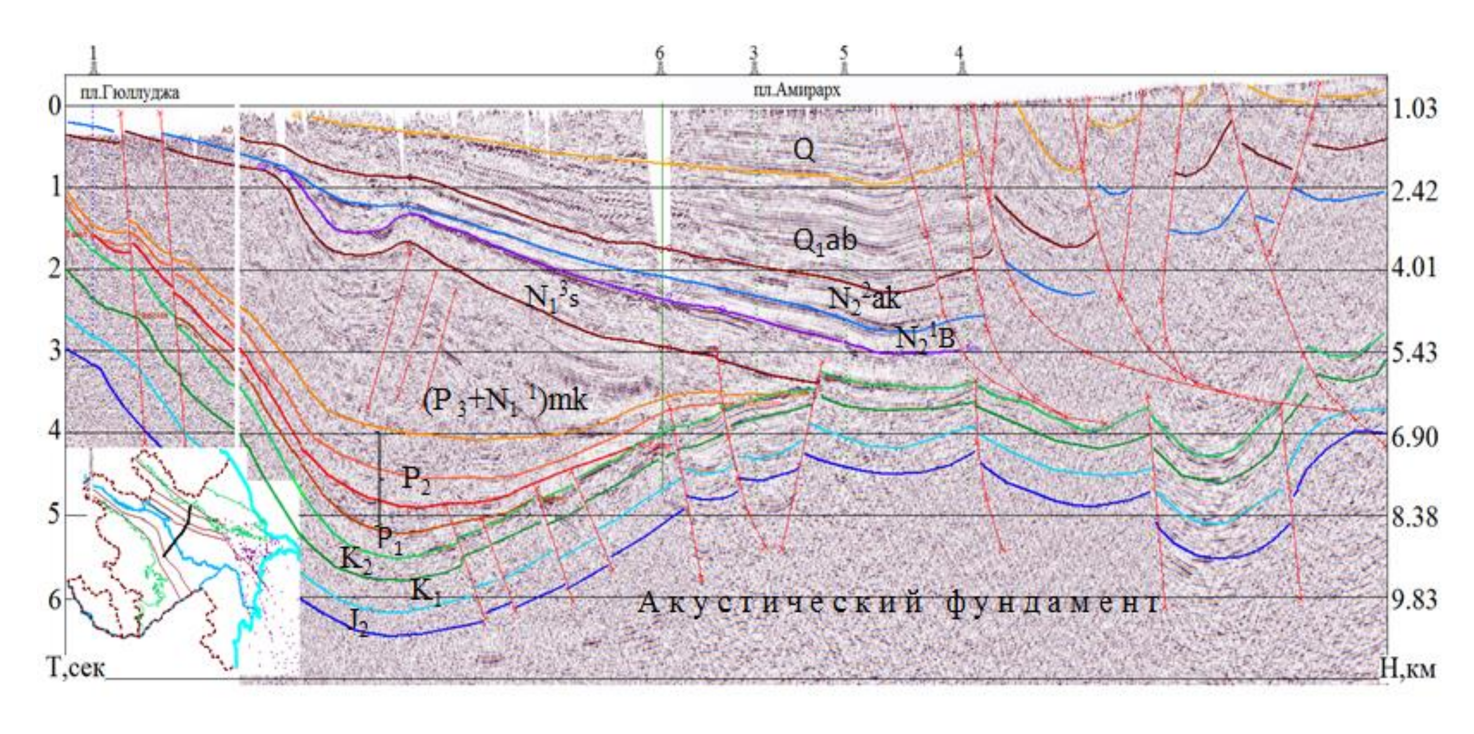


Рис.2.2. Сейсмический временной разрез по профилю, отработанного в ЮЗ-СВ направлении в центральной части Средне-Куринской впадины.

С олигоцена начался орогенный этап формирования горного сооружения мегантиклинория Большого Кавказа и связанных с ним краевых и межгорных впадин, заполнившихся молассой. При этом на раннеорогенной стадии (олигоцен-средний миоцен) формировались относительно тонкие осадки (глины майкопской серии), на позднеорогенной стадии (поздний миоцен-антропоген) – грубые молассы, что отражает увеличение скорости воздымания Кавказа.

В конце олигоцена в результате тектонических движений пиренейской орогенической фазы соотношение гор и равнин на Кавказе уже приближалось к современному (рис 2.3). Отличия заключались в существовании на месте равнин морского бассейна. Предкавказье было частью обширного майкопского моря.



Рис. 2.3. В олигоцене Большой Кавказ вступил в орогенный этап развития. По материалам электронных ресурсов (ru.wikipedia.org › wiki)

В этот период Большой Кавказ был островом, отделённым от суши Закавказским проливом, занимавшим не только всю межгорную впадину (за исключением островов, располагавшихся на месте Дзируль-

ского массива, Гомборского хребта и северо-восточного Азербайджана), но и Рачинско-Лечхумскую, Ахалцихскую и Гейча-гельскую котловины. Самостоятельный морской бассейн располагался на востоке Нахчывана, во впадине Среднего Араза. Малый Кавказ в то время имел большую высоту, чем представленный низкогорными формами рельефа Большой Кавказ.

В олигоцен-неогене эта зона дифференцированно прогибалась и создала современную межгорную зону – Закавказский прогиб со срединным массивом в фундаменте. В это время здесь образовалась Малая Предкавказская впадина с узким крутым южным и широким пологим северным бортами (рис.2.1 и рис.2.2).

В олигоцен-нижнем миоцене (майкопе) происходят процессы активизации, связанные с воздыманием на Большом и Малом Кавказе и погружением Прикавказской впадины. В этот период в майкопском бассейне происходили частые колебания уровня моря, что привело к изменчивости положения береговой линии и накоплению в окраинных частях континентальных и переходно-морских осадков. В наиболее прогнутой центральной части бассейна накапливается богатая органическим [Ализаде, 1975] материалом ($C_{орг}$ в среднем 0.94 % на площадях, где развита ГВ – 3-4%) майкопская толща, местами достигающая мощности более 2.2 км (рис.2.2).

В это время Среднекуриинский прогиб выполнен мощной толщей кайнозойских отложений, которая собрана в узкие складки, ограниченные вдоль бортов глубинными разломами. В средней части (Кахетино-Аджиноурской) – это брахиантиклинальные кулисообразные складки. На юго-востоке располагаются удлиненные или куполовидные брахиантиклинали. Бурением доказан срыв осадочного чехла по глинам майкопской серии вследствие поддвигания Закавказской плиты под Большой Кавказ. Это хорошо видно и на временных разрезов построенных по сейсмическим профилям, отработанных в Среднекуринской впадине (рис.2.2) и в нефтегазоносном районе Междуречья Куры и Иори (рис.2.4).

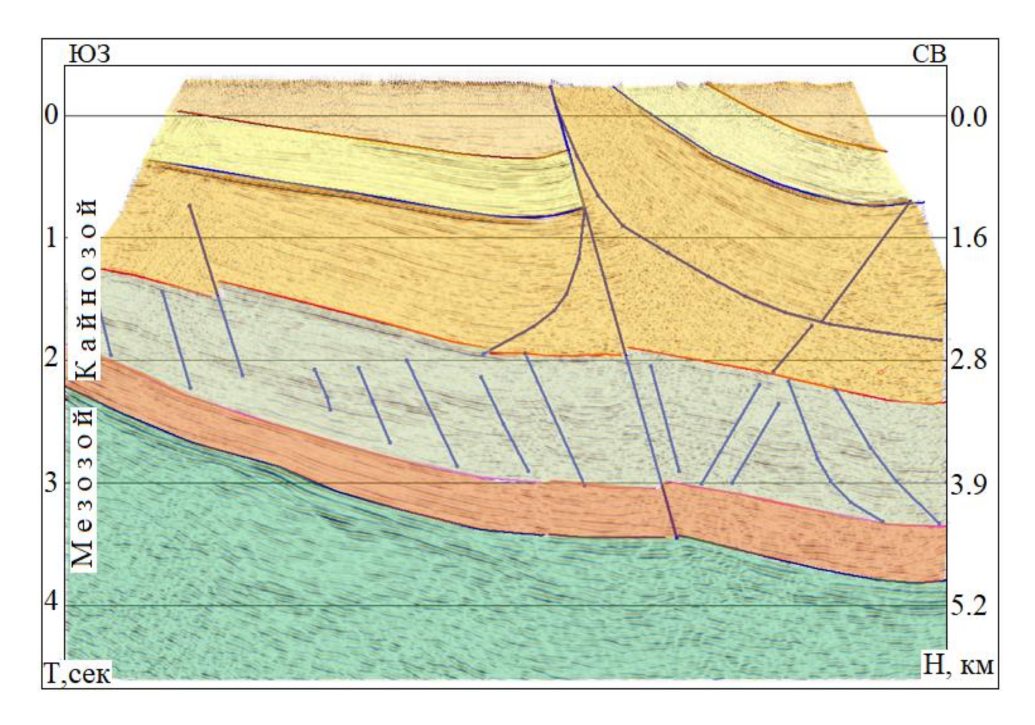


Рис.2.4. Сейсмический временной разрез ЮЗ-СВ направления в западной части Азербайджана (Междуречье Куры и Иори). На разрезе хорошо видно, что кайнозойский интервал разреза сжимается под действием горизонтальных сил сжатия, образовавшихся как результат коллизии Аравийской и Евроазиатской плит.

Майкопские и связанные с ним образования образуют характерные морские фации, которые, как известно, встречаются в обширном регионе: на западе до восточной части Черного моря и на севере до севера центральной части Каспийского региона.

Олигоцен-миоценовые майкопские, чокракские и диатомовые формации обнажаются в западных частях Абшеронского полуострова и на юго-восточном склоне Большого Кавказа. Как правило, они состоят из коричнево-серых, слегка известковых морских сланцев с редкими прослойками песчаника. Интервалы локально высокого общего органического углерода встречаются в формациях майкопа и диатома, и они являются основными породами для нефтяных и газовых месторождений Южного Каспия. На береговых обнажениях эти интервалы могут иметь переходную границу со сланцами эоценовой формации коун. Соответствующий плиоцену интервал разреза и моложе рассматривается в следующих разделах книги (глава 2.3.).

2.2. Глубоководная котловина Каспийского моря и сопредельные регионы

Охваченный современным Каспийским морем Азербайджанский сегмент Южно-Каспийской впадины имеет овальную форму с короткой осью, ориентированной меридионально, протяженностью 250 км; ее глубина несколько превышает 1000 м. В эту впадину с запада открываются Абшероно-Гобустанский и Нижнекуринский прогибы. Глубоководная часть впадины состоит из двух котловин – на севере Азербайджанской, на юге Иранской.

В литературе приводятся довольно противоречивые данные о геологическом строении этого бассейна. По результатам интерпретации данных выполненной нами сейсморазведки его выполняет толща отложений огромной, более 20.5 км, мощности.

Достоверные данные о строении консолидированной коры (КК) в пределах глубоководной котловины Южного Каспия пока отсутствуют. Однако полученные довольно давно (1970-1975 гг.) данные ГСЗ указывают на океанский или субокеанский тип коры. Иначе говоря, предполагается, что Южно-Каспийская впадина – это остаток океана Тетис либо мезозойского, либо раннекайнозойского задугового бассейна [Zonenshain и Pichon, 1960].

В работе [Jackson, Priestly, Allen, Berberian, 2002], выполненной с использованием данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), а также наблюдений за обменными и поверхностными волнами на суше, сделан вывод, что на западной (под Куринской впадиной) и восточной (под Туркменией) площадях Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) залегает типичная континентальная кора с гранитным слоем. Под центральной частью ЮКВ консолидированная кора со значением скорости $V_{гр}$ = 7,1 км/с утонена до 12 км на западе и до 18 км на востоке. В работе [Granath et al., 2007] также показано, что под ЮКВ отсутствует гранитный слой. Сделанный авторами вывод основан на результатах интерпретации данных аэрогравиметрической съемки. Интересено, что между двумя моделями, приведенными в этой работе, нет соответствия, особенно по их левым частям. Отметим, что наблюдаемая кривая гравитационного поля по этим двум профилям позволяет построить дюжину отличающихся друг от друга вариантов геологической модели.

Нам представляется [Юсубов и Гулиев 2021], что вогнутость на кривых Буге, отмечаемая в Южно-Каспийской впадине, является результатом увеличения глубины залегания фундамента в центральной ее части и смены более плотных пород менее плотными (дефицит массы).

Следовательно, эта вогнутость не связана с утонением здесь консолидированной коры.

В работе [Şengor, 1990] она рассматривается как океаническая структура, возникшая в позднемеловой зоне сдвига, параллельной Кавказу, Эльбурсу и Копетдагу. Согласно другому объяснению, Южно-Каспийская впадина возникла в результате уплотнения пород основного состава в нижней части континентальной коры за счет фазового перехода в габбро – эклогит с повышением скоростей упругих волн до значений, типичных для мантии (Артюшков, 1993).

По мнению Мамедова П.З. [Геол. Азерб. Том VII, 2005], материалы ОГТ, собранные в Куринском прогибе, с учетом данных сверхглубокого бурения в (СГ-1, Саатлы) показывают, что гранитно-базальтовая модель консолидированной коры (КК) исследуемой впадины весьма далека от реальной. П.З.Мамедов, цитируя результаты работ ГСЗ, выполненных многими специалистами в разное время, приходит к выводу о том, что осадочный чехол подстилается корой океанического типа. Он пишет, «...наиболее важным результатом обобщения данных сейсмометрии по изучению структуры и параметров консолидированной коры является установление наличия тонкой океанической коры под осадочным чехлом ЮКВ. Ее параметры, мощность и значения скорости продольных волн соответствуют среднестатистическим параметрам коры в океанах и окраинных морях. Отсутствие толстой субгоризонтальной расслоенности ниже поверхности фундамента установлено вполне убедительно. КК имеет сложную гетерогенную структуру. Интерпретация первых разрезов СГ-ОГТ (сверхглубокая обшеглубинная точка – Авт.) указывает на обилие вертикальных неоднородностей (разрывов, вертикальных блоков и т.д.) в КК, что характерно для океанического типа коры…».

Как видно, из немногочисленных вышеприведенных примеров (а их множество), пока о структуре консолидированной коры нет единого мнения. По этой причине при интерпретации данных сейсморазведки мы использовали следующие представления о КК.

Геофизики при интерпретации данных сейсморазведки кровлю КК идентифицируют с наиболее четким сейсмическим горизонтом. А толщина ее остается за кадром. Ясно, что осадочный чехол в консолидированную кору не входит.

Об определенной нижней границе КК, как правило, трудно говорить. Поэтому при сейсмических исследованиях лучше использовать [Юсубов и Гулиев, 2021] термин «акустический фундамент» (АФ), т.к. он помогает обходить довольно сложные вопросы, связанные с этой проблемой (толщина КК, скорости распространения сейсмических

волн, вещественный состав, условия формирования геологических структур и т.д.).

По определению АФ выделяется как наиболее глубокая в осадочном разрезе граница. Сейсмические отраженные волны от поверхности АФ (в действительности от подошвы осадочного комплекса отложений), как правило, характеризуются высоким коэффициентом корреляции и отличаются динамической выраженностью. Ниже этой акустической границы сейсмические отраженные волны с коррелируемыми синфазными осями не наблюдаются.

В геофизическом смысле фундамент отвечает консолидированной части земной коры. Его поверхность совпадает с поверхностью гранитно-метаморфического слоя и служит акустической границей преломления продольных сейсмических волн с граничной скоростью 5.5-6.4 км/сек. Поверхность АФ характеризуется размытостью, изрезанностью и шероховатостью (рис. 2.2, рис. 2.5).

Геологический смысл этой границы, как правило, соответствует поверхности консолидированного складчатого основания (фундамент) или подошве осадочной толщи (чехол).

На рис. 2.5 показано сечение сейсмического куба в ЮЗ-СВ направлении (площадь Ялама в Среднем Каспии). По данным керновых исследований здесь нижний триас представлен вулканогенно-осадочными, а средний триас – туфогенно-осадочными образованиями. Здесь общая вскрытая мощность этих отложений составляет 1610 метров.

Судя по конфигурации отраженного волнового поля, при продолжении бурения до 5100 м скважина вскрыла бы отложения перми. А акустический фундамент (подошва пермских отложений), как нам представляется, залегает здесь на глубине 6200 м. Иначе говоря, мощности триаса и перми составляют 2250 и 1100 м соответственно. Как видно на временном разрезе (рис. 2.5), на размытой поверхности триаса залегают осадки юрской эпохи. Здесь общая толщина пород юрского возраста составляет 900 метров. По данным керновых исследований, отобранных на скважине YLX-1, установлено, что на геологическом разрезе площади верхний триас, так же как и верхняя юра, отсутствует. Аналогичный разрез вскрыт на площади Агзыбирчала Прикаспийско-Губинского нефтегазоносного района (скв. Агзыбирчала №1). Здесь в районе скважины акустический фундамент по результатам проведенной нами интерпретации данных сейсморазведки залегает на глубине 6200 м (рис 2.6).

Подобная ситуация наблюдается и по разрезу скважины СГ-1. Но с некоторыми отличием. Т.е. разрезы на площадях, где разбурены сква-

жины YLX-1, Агзыбирчала и СГ-1, до средней юры с некоторой разницей, обусловленной условиями осадконакопления, совпадают с высокой степепью точности. Только скв. СГ-1 не вскрыла подошву нижней юры.

В Среднекуринской впадине АФ прослеживается также уверенно по региональным профилям (рис.2.2).

Эти особенно важные, на наш взгляд, результаты обобщения позволяют проводить экстраполяцию описанной ситуации к Южно-Каспийской впадине. Здесь разрез осадочного чехла предположительно до поверхности отложений триаса достаточно хорошо отражается на временных разрезах с 20 секундной записью (рис 2.7). Эти разрезы охватывают глубины до 40 км.

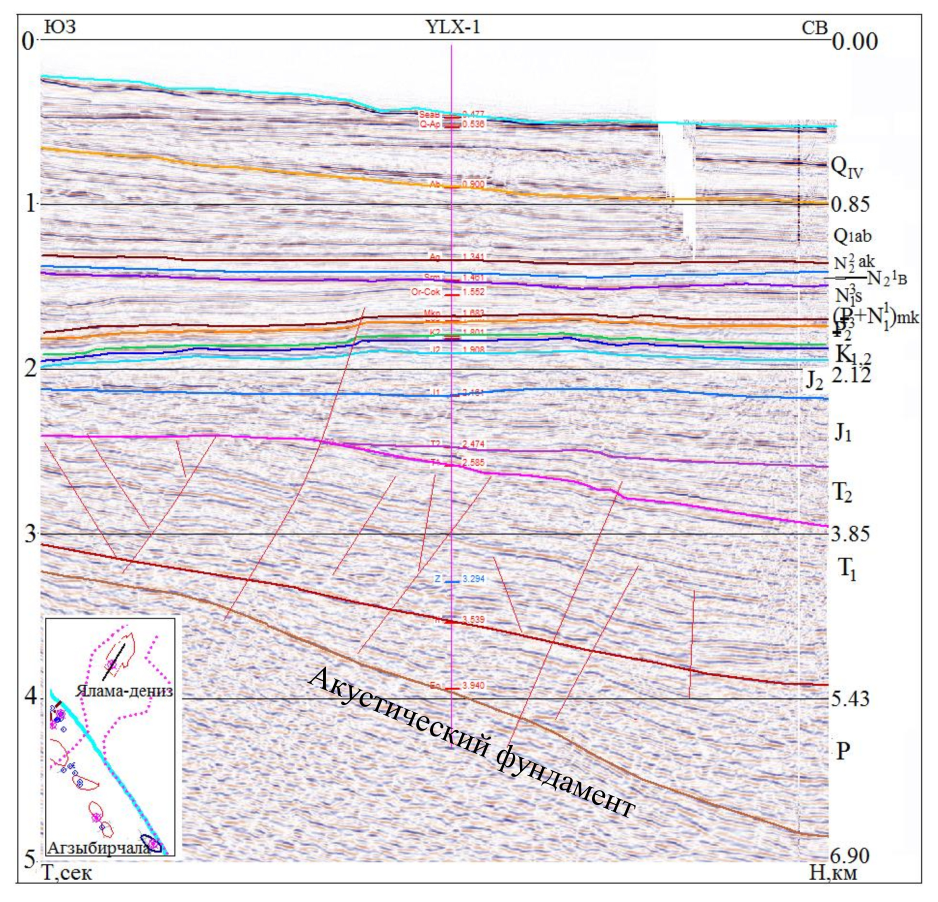


Рис.2.5. Вертикальное сечение сейсмического куба в направлении ЮЗ-СВ на площади Ялама Среднего Каспия.

Тут под триасом коррелируются два горизонта. С учетом разрезов, вскрытых по скважинам YLX-1 (площадь Ялама в Среднем Каспии) и СГ-1 (СЗ борт Нижне-Куринской НГР), первый из них можно отнести к поверхности отложений перми, а второй – к ее подошве, т.е. к поверхности АФ. Первый из них никак не относится к океанической коре, а второй к базальтовому слою, как предположено многими исследователями этой проблемы. Таким образом, по временным разрезам при отсутствии данных глубокого бурения, да и по многим другим геофизическим данным пока не представляется возможным говорить о глубинах залегания кристаллического фундамента или базальтового слоя.

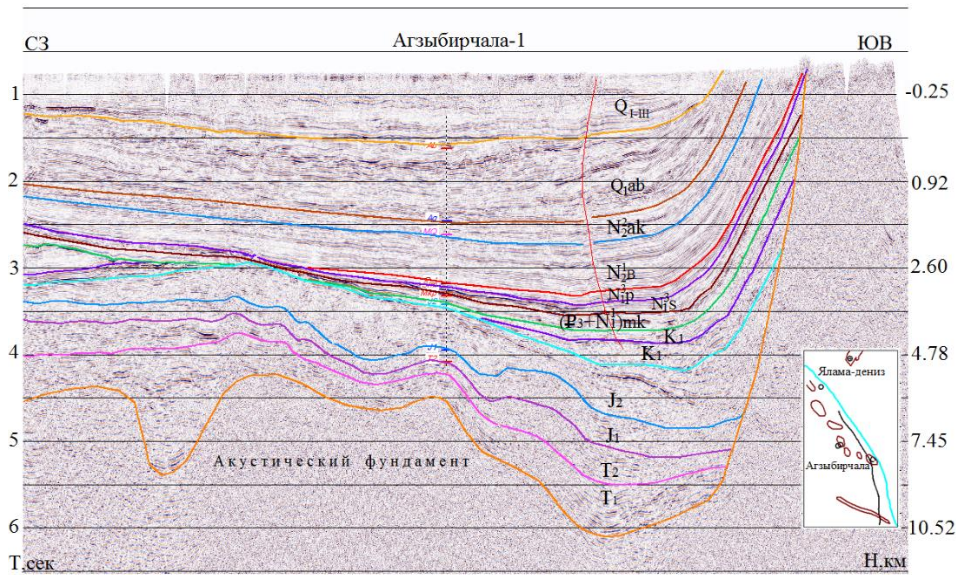


Рис. 2.6. Временной разрез по региональному профилю в СЗ-ЮВ направлении (вдоль береговой линии Каспийского моря), отработанному в Прикаспийско-Губинском НГР.

В то же время морфоструктура АФ с достаточной ясностью выражается по данным сейсморазведки без привлечения дополнительных геолого-геофизических данных.

В пределах депрессионных зон и в акватории Каспийского моря глубина залегания АФ однозначно коррелируется по данным сейсморазведки МОГТ. Причем АФ характеризуется как разновозрастной и коррелируется как подошва: триаса (кровля перми) в Пиркаспийско-Губинском НГР, перми (кровля каменноугольного периода отложений) в Среднем и Южном Каспии и, юры (нижней юры) в Среднекуринской впадине.

В Южно-Каспийской котловине, согласно нашим расчетам, основанной на данных сейсморазведки МОГТ и ВСП, мощность осадочного слоя, т.е. глубина залегания АФ достигает 20.5 км (рис 2.7).

Нам представляется, что наиболее полную информацию о заложении Южно-Каспийского бассейна, куда входит вся территория Азербайджана, особенно регион, где развит грязевой вулканизм, можно исчерпать результатами сейсмостратиграфического анализа данных региональных сейсморазведочных работ МОГТ. Ниже рассматриваются результаты этой работы.

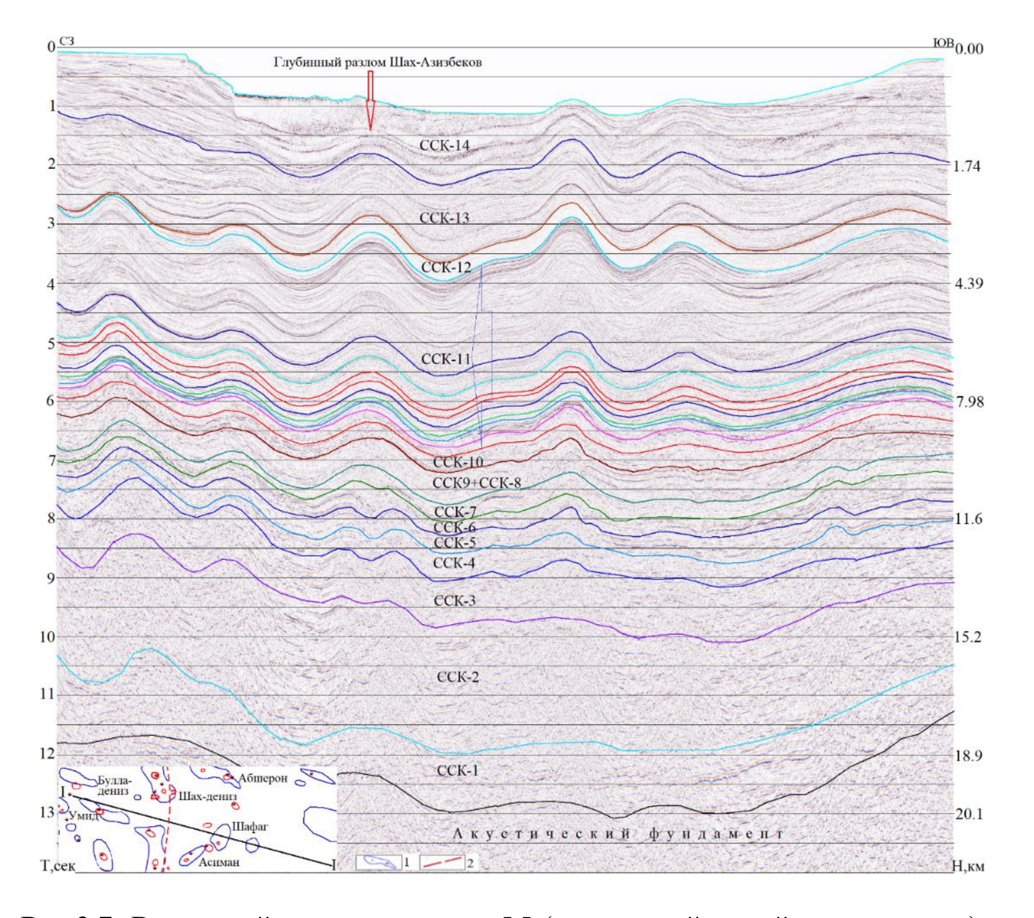


Рис.2.7. Временной разрез по линии I-I (см. нижний левый угол рисунка) в Южно-Каспийской впадине: 1 – местоположения антиклинальных поднятий и грязевых вулканов, 2 – линия предполагаемого [Керимов и др., 2002] разлома Шахово-Азизбековский. На разрезе от кровли N_1 до подошвы N_2^2 представлены (ССК-11) горизонты продуктивной толщи от галинской до сураханской свиты включительно

2.3. Строение осадочного чехла ЮКБ на основе сейсмостратиграфического анализа

К настоящему времени вся акватория Каспийского моря и территория Куринской низменности Азербайджана покрыты густой сетью региональных и разведочных сейсмических профилей, отработанных высокоразрешающим сейсмическим методом ОГТ с длительностью записи до 20 сек.

Главная цель региональных геофизических исследований: выяснение основных закономерностей строения геологического разреза по плиоценовым, миоцен-палеогеновым и мезозойским комплексам отложений; прогнозирование геологических процессов, определяющих условия формирования разреза; прогнозирование генерирующих углеводороды зон, а также оценка возможностей образования ловушек нефти и газа структурного и неструктурного типов и определение перспективных участков для дальнейшей детализации.

В регионах, где проходят региональные профили, выделяется ряд структурно-формационных этажей: плиоцен-антропогеновый (образовался после завершения формирования прогибов), миоцен-олигоценовый, палеогеновый, верхнемеловой. На сейсмических временных разрезах отмечаются как периоды покровного осадконакопления (продуктивная толща – средний плиоцен, палеоген, период с низов майкопа до мелового возраста), так и периоды бокового наращивания (абшерон – акчагыльский и миоценовый).

Между мезозойскими и третичными формированиями наблюдается перерыв в осадконакоплении с интенсивным размывом.

По региональным профилям удается выделить ряд сейсмостратиграфических (ССК) комплексов, охватывающих периоды геологического развития региона от палеозоя до четвертичных отложений.

Отметим, что нижеизложенные геолого-геофизические результаты отражают мнение авторов книги, сформулированное в основном по итогам интерпретации данных двумерной сейсморазведки по региональным профилям.

Согласно данным глубокого бурения (скв. YLX-1) и временным разрезам (рис. 2.5), Средне-Каспийская впадина представлена отложениями от мезозоя до неогена включительно. Весь этот комплекс отло-

жений слабо дислоцирован и залегает несогласно на эродированной поверхности палеозоя (предположительно, каменноугольного периода). Здесь в некоторых местах выделяются, как нами предполагается, отложения перми. Аналогичная ситуация наблюдается и в Прикаспийско-Губинском НГР (скв.Агзыбирчала-1 и см. рис. 2.6). Иначе говоря, под Азербайджанским сектором Средне-Каспийской впадины и в Прикаспийско-Губинском НГР поверхность фундамента, хорошо выделяемая на сейсмических временных разрезах, может быть рассмотрена как размытая кровля палеозойских (возможно, отложений каменноугольного периода) образований. Отметим, что такой вывод высказан нами впревые [Юсубов и Гулиев, 2021].

Как показали результаты анализа сейсмической волновой картины, в ядре Абшероно-Прибалханской зоны поднятий, отделяющей друг от друга впадины Среднего и Южного Каспия, наблюдается аналогичная картина (рис. 2.8). Этот факт, установленный нами на основе сейсмостратиграфического анализа временных разрезов, был использован при определении стратиграфической приуроченности сейсмических горизонтов в ЮКВ.

Отметим, что при отсутствии данных глубокого бурения мощности стратиграфических единиц геологического разреза вычислены на основе данных вертикального сейсмического профилирования (ВСП) и сейсморазведки МОГТ. При этом в большинстве случаев использованы результаты экстраполяции данных ВСП. По этой причине, возможно, что глубины залегания и мощности стратиграфических единиц определены с некоторыми погрешностями.

ССК-1 (*пермь?* – бурением не вскрыта) на площадях Среднего и Южного Каспия представлен динамически выраженными с высоким коэффициентом корреляции отражениями.

В Среднем Каспии комплекс контактирует с нижележащей поверхностью (АФ) по схеме подошвенного налегания (рис 2.5). Его мощность на площади Ялама-дениз в точке расположения скважины YLX-1 составляет 1000 м, далее – сокращается в ЮЗ направлении, а в Прикаспийско-Губинской НГР и вовсе выпадает из разреза.

В ЮКВ ССК-1 контактирует с нижележащей поверхностью (АФ) по схеме подошвенного согласия (рис. 2.7 и 2.8). Здесь его мощность колеблется от ~ 900 м до 1800 м. На рисунках 2.7 и 2.8 видно, что ниже

кровли пермских отложений на разрезе присутствуют регулярно коррелируемые оси синфазных отражённых волн. Некоторые группы прерывисто прослеживаемых на коротких расстояниях сейсмических волн не являются однократно-отражёнными. Этому свидетельствуют и их внезапные исчезновения на соседних площадях. Отметим, что волновое поле с такими характеристиками занимает по вертикали почти половину временных разрезов с 20-ти секундными записями, а на некоторых площадях – даже большую их часть (из-за масштаба на рис. 2.7 и 2.8 этот интервал не показан).

ССК-2 (нижний триас – T_1) выделяется на площадях Прикаспийско-Губинского НГР, Среднего и Южного Каспия.

Мощность ССК-2 в районе скважины Агзыбирчала-1 составляет ~1500 м. Здесь подошва триасовых отложений находится в соприкосновении с зоной размыва метаморфических (возможно, интрузивных) горных пород (рис. 2.5), иными словами ССК-2 покрывает позднепалеозойский складчатый и метаморфизованный фундамент (т.е. АФ).

В пределах азербайджанской части Среднего Каспия нижнетриасовые отложения трансгрессивно покрывают ССК-1 (пермь?), представленного динамически выраженными и однозначно коррелируемыми сейсмическими отражениями. Характер сейсмического волнового поля (рис.2.5) указывает на аналогичную ситуацию с одной лишь разницей, что здесь под нижним триасом небольшой мощностью представлена и пермь. Вычисленная нами мощность отложений нижнего триаса достигает ~ 2050 м.

ССК-2 согласно контактирует с отложениями перми и в Южно-Каспийской впадине (рис. 2.7), где он представлен прерывисто коррелируемыми фронтами отражённых волн. Как правило, прерывание корреляции отражённых от поверхности ССК-2 сейсмических волн наблюдается под грязевыми вулканами. Эта проблема рассмотрена в работах [Юсубов, 2011; Юсубов и др., 2019; Гулиев и др., 2020; Юсубов, 2020; Юсубов и Гулиев, 2021] на основе сейсмогеологического моделирования и связана с поглощением и рассеиванием падающих и отражённых волн эруптивным каналом грязевых вулканов. Мощность ССК-2 достигает здесь ~ 3800 м.

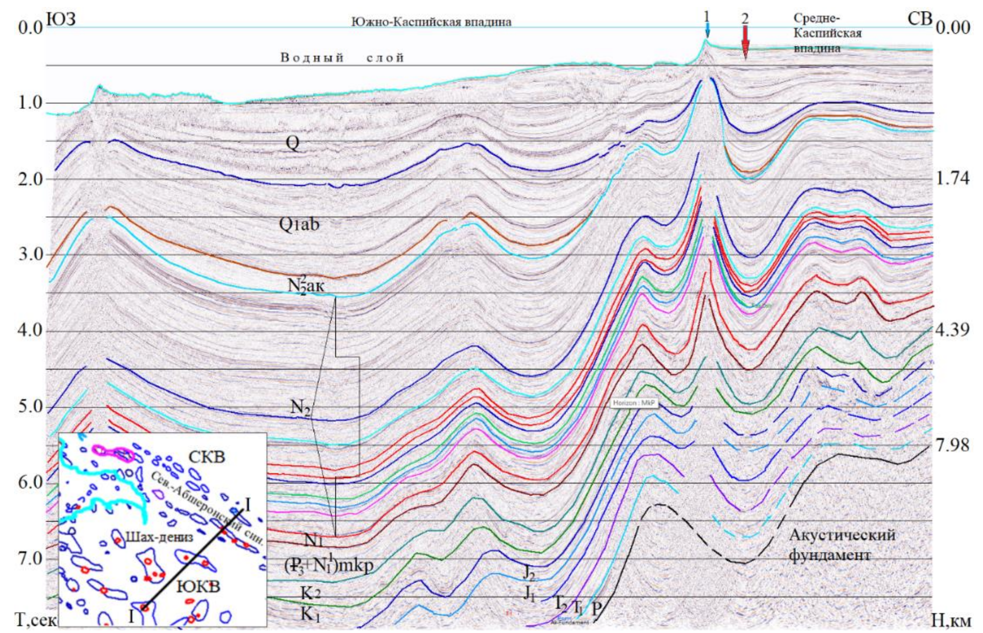


Рис. 2.8. Временной разрез по линии I-I, связывающей Южно-Каспийскую и Средне-Каспийскую впадины. Расположение профиля показано в левой нижней части рисунка. Профиль наблюдения проходит в 80 км от Абшеронского полуострова. 1 – грязевой вулкан (Гюнашли), расположенный над Абшерон-Прибалханской зоной поднятий, 2 – Сумгайыт-Келкорская синклиналь. Точки 1 и 2 отмечены в верхней левой части рисунка.

ССК-3 (средний Триас-T_2) выделяется на площадях Прикаспийско-Губинского НГР, Среднего и Южного Каспия.

Особенности отраженного сейсмического волнового поля дают возможность предположить, что на площадях Прикаспийско-Губинской области (dh=162 м) и Среднего Каспия (dh=185 м) подошва отложений ССК-3 находится в соприкосновении с размытой поверхностью ССК-2 (рис. 2.5 и 2.6). Это особенно выраженно наблюдается на Среднем Каспии. Поведение контактной с ССК-2 поверхности, наблюдаемой на рис 1.5, указывает на то, что между площадями Агзыбирчала (на суше) и Ялама-дениз (в море) в конце нижнего триаса (в начале среднего триаса) присутствовала зона денудации и размыва. По характеру сейсмической записи на временном разрезе, а также соседних (параллельных ей), можно предположить, что шарнир этой зоны размыва протягивался вдоль нынешней береговой линии (параллельно ей).

Схожесть каротажных кривых и сейсмофаций в районе этих скважин дает возможность считать отложения этого комплекса как развива-

ющиеся в единых палеогеографических условиях и эпохе. Как отмечалось выше, отложения среднего триаса трансгрессивно залегают на отложениях нижнего триаса. Здесь необходимо упомянуть следующий фактор: отложения триаса в скважине Талаби-26 не были расчленены на отделы. Однако, по нашему мнению, здесь была вскрыта верхняя часть среднего триаса (T_2). В скважине YLX-1 отложения этого ССК выражены туфами, также встречаются песчаники, туфо-песчаники и алевролиты с прослоями песчаников и мергелей. Сейсмическое волновое поле, характеризующее геологическое строение района скважины, имеет сходство с разрезом скважины Агзыбирчала-1, однако здесь не наблюдается характерных для размыва (эрозии) признаков.

На временных разрезах, проходящих восточнее от скважины YLX-1, мощность отложений среднего триаса уменьшается, а на некоторых локальных площадях наблюдается полное их отсутствие. В юго-западном направлении от скважины Агзыбирчала-1 мощность этих отложений увеличивается. Сравнение динамических параметров отраженных волн на площадях Худат и Агзыбирчала указывает на различие параметров осадочного палеобассейна. Другими словами, здесь отмечается относительное увеличение мощности осадочного комплекса среднего триаса. В юг–юго-западном направлении этот параметр принимает относительно стабильный характер. Такой признак интерпретируется нами как накопление отложений среднего триаса в относительно неглубоком морском бассейне, так же как в нижнем триасе, в режиме бокового наращивания.

Учитывая вышеприведенное, можно высказать мнение о том, что формирование триасового осадочного комплекса происходило за счет привноса терригенного материала с севера–северо-запада от рассматриваемого района исследований.

Отложения ССК-3 коррелируются и на ЮКВ (рис. 2.7). По характерным особенностям сейсмического волнового поля можно предположить, что во время триаса в ЮКВ накапливалась горизонтально слоистая толща карбонатного состава, хотя данными бурения это не подтверждено. Вычисленная мощность ССК-3 достигает здесь ~ 1850 м.

ССК-4 (нижняя Юра – J_1). В целом трансгрессивное налегание осей синфазности сейсмических отражений на доюрскую поверхность размыва свидетельствует о расширении в сторону суши контуров мелководного бассейна осадконакопления нижнеюрской эпохи, что обеспечило благоприятные условия седиментации для формирования ССК-4.

В районе скважины Агзыбирчала-1 ССК-4 представлен породами вулканического происхождения мощностью 320 м.

Вскрытая мощность нижнеюрских отложений в Средне-Каспийской впадине (скв. YLX-1) составляет 520 м.

В Южно-Каспийской впадине комплекс контактирует с поверхностью среднетриасовских отложений по схеме подошвенного налегания (см. рис. 1.7). Здесь мощность отложений ССК-4, вычисленная нами на основе сейсморазведки МОГТ и экстраполяции данных ВСП, достигает ~ 900 м.

ССК-5 (средняя Юра – J_2). На площадях Прикаспийско-Губинской и близкой к ней части Средне-Каспийской областей осадки среднеюрской эпохи залегают на размытой поверхности отложений нижней юры по схеме подошвенного налегания. Вскрытая толщина пород среднеюрского возраста на скважинах составляет: Агзыбирчала-1 – 320 м, а YLX-1 – 520 метров. На этих площадях среднеюрские отложения представлены монотонной терригенной толщей главным образом континентального и переходного генезиса.

В Среднекуринской впадине мощность достигает 1240 м, здесь среднеюрский комплекс представлен вулканогенными породами базальт-андезит-риолитовой формации.

В центральной части Южно-Каспийской впадины мощность предположительно вулканогенных осадочных пород среднеюрского возраста не превышает 800 м.

Отложения средней юры, состоящие из песчаников, сидеритовых глин и аргиллитов, вскрыты на площадях Худат, Агзыбирчала и Талаби. Фактор возрастания песчанистости в верхней части разреза является показателем того, что начало по сравнению с концом среднеюрского интервала геологического разреза характеризуется более глубоким бассейном и источник терригенного материала находился на относительно далеком расстоянии. Другими словами, начавшаяся на раннем этапе средней юры трансгрессия сменилась затем регрессией. Однако здесь наблюдаются и относительно мелководные морские условия.

Несмотря на появление в средней юре геоантиклинальной зоны в Самуро-Шахдагском районе, которая разделяла геосинклиналь Большого Кавказа на два прогиба – Северокавказскую геосинклиналь и геосинклиналь южного склона Кавказа, общий тектонический план западного побережья Каспийского моря существенно не изменился.

Движения в среднеюрское время становятся менее интенсивными, и толщи огромной мощности, как в нижней юре, здесь больше не накапливаются.

В целом в среднеюрское время произошла перестройка тектонического плана Каспийской впадины, что было связано: с оживлением наряду с субширотными также и последующих субмеридиональных

движений; с появлением геоантиклинальных зон на месте прежних прогибов близ западного побережья Каспийского моря, т. е. с явлениями инверсии в районе Кавказа.

Южная часть Каспийского моря, как и ранее, находится в пределах зоны максимального прогибания.

ССК-6 (нижний Мел –K_1) по данным сейсморазведки выделяется по всей территории Азербайджана и контактирует с поверхностью среднеюрских отложений. В Средне- и Нижнекуринской впадинах контактирует с поверхностью АФ по схеме подошвенного налегания, иными словами залегает на размытой поверхности среднеюрских отложений. ССК-6 соответствует вулканогенно-мезозойским отложениям и характеризуется нерегулярностью динамических параметров отраженного от ее поверхности волнового поля. Местами отмечаются короткопротяженные слабоинформативные отражения (рис 2.9).

В Прикаспийско-Губинском НГР ССК-6 вскрыт во многих скважинах и представлен трещиноватыми известняками с прослойками конгломератов. Мощность его изменяется от 10 до 850 метров. С приближением к поднятию Агзыбирчала ССК-6 выпадает из разреза за счёт выклинивания нижних слоёв в подошве. Начавшиеся в конце средней юры процессы эрозии, наблюдаемые на своде и на крыльях присводовой части Агзыбирчалинского поднятия, продолжились и в эпоху ССК-6.

В Средне-Каспийской впадине нижнемеловые отложения значительно сокращены (составляют 150 метров) и представлены готеривским, а также нерасчленёнными аптским и альбским ярусами.

В Южно-Каспийской впадине ССК-6 также охватывает, как нам представляется, терригенно-карбонатные отложения. Здесь он трансгрессивно перекрывает среднеюрские отложения и характеризуется хорошо коррелируемыми фронтами отражённых волн. Мощность ССК-6 здесь достигает 600 метров.

ССК-7 (верхний Мел-K_2) соответствует карбонатно-терригенным отложениям верхнего мела и вскрыт практически во всех скважинах глубокого бурения, расположенных на площадях Средне- и Нижнекуринской впадин. Комплекс сочленяется с нижней границей – поверхностью вулканогенного мезозоя в основном по схеме подошвенного налегания, а с вышележащими покрывающими комплексами – по схеме эрозионного среза.

В Прикаспийско-Губинской области ССК-7 трансгрессивно залегает на среднеюрских отложениях на своде поднятия Агзыбирчала и на нижнемеловых отложениях – в его окрестностях. На остальной части исследуемой площади выделенный комплекс трансгрессивно залегает на нижнем меле. Отложения, представляющие ССК-7, накопились близ

поднятия Агзыбирчала в прибрежных условиях, а при удалении от него (в основном на юг −юго-восточном направлениях) – в условиях глубоководного морского бассейна.

Отложения верхнего мела значительно сокращены в Азербайджанской части Среднего Каспия. Об этом свидетельствуют данные сейсморазведки МОГТ (рис. 2.5) и вскрытая мощность комплекса в скважине YLX-1 (38 м). Соответствующие выделенному комплексу отложения представлены в основании алевролитами и глинами, замещающимися выше известняками.

Мы предполагаем, что в Южно-Каспийской впадине ССК-7, так же как и в Нижнекуринской впадине, представлен терригенно-карбонатной толщей, облекающей вулканогенный покров. Представлен он хорошо коррелируемыми осями синфазности отражённых волн. Здесь мощность достигает 700 метров.

ССК-8 (палеоцен-эоценовый сейсмокомплекс) в Средне- и Нижнекуринской впадинах охватывает палеоцен-эоценовые отложения. Нижняя граница его наиболее четко выделяется на площади Ширинкум-Мурадханлы на Среднекуринской впадине. Сочленение комплекса с нижележащими отложениями происходит по схеме подошвенного налегания, свидетельствующего о трансгрессивном характере осадконакопления. Мощность палеоценовых отложений на участке Советляр-Мурадханлы колеблется в небольших пределах (70-60 м). Выдержанный мергельно-глинистый характер палеоценовых отложений указывает, что осадконакопление происходило в относительно глубоководных условиях. Рисунок сейсмозаписи (рис.2.9) в Предмалокавказкой зоне указывает на согласное залегание комплексов ССК-8 и ССК-7. Палеоценовые отложения, имеющие несколько повышенную мощность, присутствуют в синклинальной части между Айринским и Бейлаганским поднятиями.

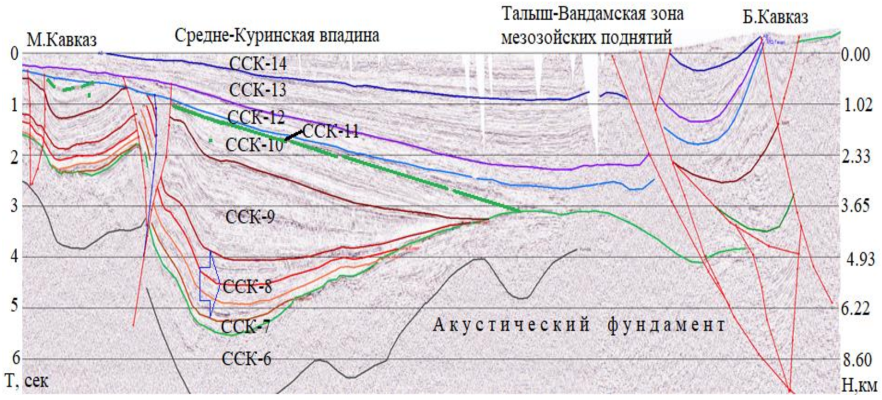


Рис.2.9. Временной разрез по профилю Буйлаган-Келамеддин.

В пределах ССК-8 в толще эоценовых отложений выделяются три покровно-залегающие пачки, соответствующие нижне-, средне-, верхнеэоценовым отложениям.

Нижняя пачка представлена динамически сильными отражениями, коррелируемыми на длинные расстояния, литологически соответствует аргиллитам и туфопесчаникам. Наибольший интерес представляет мергельная пачка среднего эоцена, с которой связаны основные из выявленных в данном районе (Мурадханлы, Джафарлы) залежей нефти. Ослабление динамических характеристик от поверхности данной пачки отраженных волн в направлении к Ширинкуму, вероятнее всего, указывает на изменение литологических свойств на отдельных участках. Наибольшее развитие на площади имеют верхнеэоценовые отложения, выявленные и на сопредельных площадях (Советляр, Зардоб, Джафарлы, Мильская). На площади Советляр эоценовые отложения имеют мощность, равную 1000 м. Здесь в разрезе выделяются три покровные сейсмофациальные пачки.

Нижняя пачка представлена высокоамплитудными и низкочастотными отражениями (мергельная пачка) и четко отделяется от низкоомных палеоценовых и среднеэоценовых отложений.

Отражения от среднеэоценовых отложений имеют слабую дифференциацию и соответствуют песчано-глинистым чередованиям, трансгрессивно перекрывающим нижнеэоценовые отложения. Эта пачка характеризует условия устойчивого компенсированного прогибания палеобассейна.

Наибольшую мощность на площади имеют отложения верхнего эоцена, представленные в виде двух пачек отражений: нижней слабодифференцированной, схожей со среднеэоценовой пачкой и верхней – представленной многофазной, динамически сильной, низкочастотной параллельно залегающей пачкой отражений.

Вообще динамически выдержанные, параллельные, хорошо коррелируемые на значительном расстоянии отражения, характеризующие ССК-8, в целом указывают, что формирование этого комплекса происходило в условиях относительно равномерного погружения шельфа с этапами стабилизации в обстановке компенсированного осадконакопления.

В Нижнекуринской впадине комплекс выделяется только в западной части с мощностью ~500 м (скв.№ 8–280 м, скв.№5 – 480 м), т.е. на западном борту Талыш-Вандамской зоны. На сейсмических региональных профилях противоположного (восточного) борта Талыш-Вандамской зоны мезозойских поднятий отраженное волновое поле от кровли

ССК-8 не прослеживается, следовательно, не находит своего продолжения и в Южно-Каспийском бассейне, куда открывается Нижнекуринская впадина.

В Талышском районе верхнеэоценовые осадки представлены песчано-глинистыми фациями. В конце верхнего эоцена происходит складкообразование, а также внедрение многочисленных интрузий.

В Прикаспийско-Губинской области в палеоценовое время происходит накопление сумгайытской свиты. Она обнажается в предгорьях, Гусаро-Девечинском синклинории, а также вскрыта скважинами близ побережья у Советабада и Яламы. Количество крупнозернистого материала возрастает по направлению к возвышенностям. Сумгайытские отложения обнаруживаются и далее к северу близ берега Каспийского моря (Сиазань, Нардаран, Чандагар), где нижняя часть свиты сложена зеленовато-серыми глинами, а верхняя – переслаиванием красных, серых и зеленых, слегка карбонатных глин и мергелей. В Яламе преобладают серые мергели, глины и песчаники. Мощность сумгайытской свиты – 35-85 м. Палеоценовые отложения с наибольшей мошностью (250 м) вскрыты в Среднекуринской депрессии.

Таким образом, регрессия, начавшаяся в верхнем мелу, в пределах Кавказа и восточного побережья Каспийского моря продолжалась и в палеоцене.

В нижнем эоцене происходит трансгрессия, которая достигает максимума в среднем эоцене. Колебательные движения в районе Кавказского побережья Каспийского моря продолжаются. Однако в связи с расширением и углублением морского бассейна фациальный характер осадков меняется, и в среднем эоцене начинают преобладать карбонатные фации. В начале верхнего эоцена усиливается приток терригенного материала, отлагаются мергели и глины. В верхнем эоцене море вновь расширяется, и осадки делаются более карбонатными [Кленова, 1962].

Отложения эоцена, здесь названы коунскими, продолжаются далее на северо-запад вдоль побережья Каспийского моря. Они обнажаются в Гусаро-Девечинском синклинории и вскрыты скважинами в Яламе, Хачмазе и Советабаде. Коунские отложения в нижней части представлены бледно-зелеными мергельными глинами и мергелями, иногда с пиритом. Ближе к предгорьям они обогащаются песчаным и галечным материалом. В среднем коуне отлагались темно-серые тонкослоистые некарбонатные глины с рыбными остатками и ярозитом, которые дальше к северо-западу сменяются мергельными сланцами. Верхняя часть коунских отложений сложена коричневыми мергелями и светло-зелеными мергельными глинами в основании. В Советабаде и на Килязинской косе близ побережья Каспийского моря коун также представлен ярко

окрашенными мергелями и мергелистыми глинами. Верхняя часть коунских отложений местами обогащается битумами.

Далее на восток, по побережью Северного Каспия, эоценовые осадки представлены чередованием глин и мергелей. Мощности их невелики (на площади Яшма – 50 м), а местами эоценовые отложения уничтожены последующим размывом. Максимум трансгрессии здесь наблюдался в нижнем эоцене.

Палеогеновая система в геологическом разрезе площади Ялама-дениз представлена отложениями палеоцена и эоцена. Здесь общая толщина ССК-8 составляет 157 м (скв. YLX-1). На площади Ялама-дениз эоцен представлен всеми отделами: нижний эоцен – известняками, прослойками мергелей, средний эоцен – мергелями и известняками, а верхний эоцен – отложениями с карбонатным составом.

В юго-восточном от Прикаспийско-Губинской НГР направлении эоценовые отложения обнаружены бурением на поднятиях Арзу (300 м) и Гилавар (485м). Корреляция сейсмических волн, отраженных от поверхности ССК-8, после стратиграфической привязки их в точках размещения скважин (Хачмаз-2, YLX-1, Арзу, Гилавар) позволила нам установить, что отложения палеогена распространены между Северо-Абшеронской зоной и Абшероно-Прибалаханской зонами поднятий. Иначе говоря, эти отложения заполняли Северо-Абшеронскую и Сумгайыт-Келкорскую синклинали. В бортовых зонах Северо-Абшеронской синклинали прислонение субпараллельных осей синфазности к мезозойским выступам свидетельствует о глубоководных условиях осадконакопления в палеогене. Отсутствие палеоцен-эоценовых отложений на сводах поднятий б.Абшеронская, б.Агбурун-дениз объясняется тем, что здесь, начиная с верхнемелового времени, почти до плиоцена существовал архипелаг островов. Здесь отложения палеоцена-эоцена представлены плотными глинами с тонкими прослоями песчаников, такой же примерно состав выявлен во многих структурах Средне-Куринской впадины.

Прослеживание ССК-8 южнее Абшеронского порога, т.е. в Южнокаспийском бассейне не представляется возможным.

ССК-9 (Олигоцен-нижнемиоценовый сейсмокомплекс). В северном обрамлении Южно-Каспийской впадины мощность сейсмокомплекса изменяется в пределах от 100-200 до 700-800 м. Из результатов сейсмостратиграфического анализа вытекает, что в олигоцен-раннемиоценовое время Абшеронский порог представлял собой зону относительного поднятия, которая отделяла ЮКВ от Северо-Абшеронского прогиба. Здесь майкопские отложения (ССК-9) трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием залегают на доолигоценовую поверхность

несогласия. В сторону центральной части ЮКВ мощность свиты увеличивается до 1.2 км. В восточно-береговой части Южного Каспия мощность майкопской свиты также увеличивается и по сейсмическим данным достигает 0.6-1 км. В западной части впадины ССК-9 представлен глинистыми образованиями. По прогнозам авторов работы [Лебедев,1987] на отдельных территориях ЮКВ мощность майкопских отложений может составлять до 9 км. Согласно сейсмическим данным максимальная мощность ССК-9 в Азербайджанском сегменте Южно-Каспийского бассейна не превышает 3 км, а на отдельных площадях, где развит грязевой вулканизм (ГВ), достигает 4 км. Такая структура создана, скорее всего, за счет формирования эруптивного канала ГВ. Майкопский интервал разреза рассмотрен в главе 7.

ССК-10 (средне-верхнемиоценовый сейсмокомплекс) коррелируется неповсеместно.

ССК-10 соответствует средне-верхнемиоценовым отложениям. С ним согласуется динамически хорошо выдержанная группа отраженных сейсмических волн (рис 1.9). Соответствующая конк-караган-чокракским отложениям группа отраженных сейсмических волн, имеющая высокий коэффициент прослеживаемости, наблюдается в центральной части Евлах-Агджабединского прогиба, на его СВ борту (пл. Ширинкум, Мурадханлы, Зардоб, Джафарлы), на участке Мамедлинского поднятия и выклинивается у Джарлинского поднятия (рис.2.9). Вышележащая пачка ССК-10 является покровной, залегает согласно или с небольшим подошвенным налеганием. Рисунок сейсмической записи указывает на низкоэнергетический морской режим осадконакопления (этап дифференциации). Отложения этой части комплекса формировались в связи с наступившей регрессией. Осложненная многочисленными эрозионными срезами денудационная поверхность размыва разделяет ССК-10 от вышележащего комплекса отложений.

Сочленение комплекса ССК-10 в Нижнекуринском прогибе (Джалилабадском и Хырмандалинском бассейнах) с поверхностью размыва мезозойских отложений происходит по схеме подошвенного налегания и прилегания. В Нижнекуринском бассейне комплекс сочленяется с ССК-9 по схеме подошвенного налегания. Сочленение комплекса вышезалегающими сейсмофациальными единицами происходит по схеме кровельного прилегания и эрозионного среза.

Кровельное прилегание свидетельствует о регрессивном характере верхнемиоценового бассейна.

Характер рисунка сейсмозаписи допускает предположить, что в период формирования комплекса существовали отдельные перерывы в

осадконакоплении. Но сложность волнового поля не позволяет проводить работы по восстановлению этого процесса. В то же время данные сейсморазведки по профилям секущего направления подверждают этого предположение.

Толща сарматских отложений при сейсмостратиграфическом анализе временных разрезов выделяется как квазисинхронный седиментационный сейсмический комплекс, ограниченный в подошве несогласием типа подошвенного налегания, а в кровле – типа эрозионного среза. Такая картина наблюдается в Среднекуринском прогибе, в нефтегазоносном районе Междуречье Куры и Габырры (Среднекуринский прогиб), а также и в Нижнекуринском прогибе.

В Северо-Абшеронском районе ССК-10 представлен сигмовидно-волнистой сейсмофацией, напоминающей потоковую обстановку. По-видимому, еще не вышедшие к позднему миоцену на поверхность моря антиклинали северного пояса Абшеронского архипелага сыграли роль барьера для плотностных потоков с севера и уменьшили их проникновение в ЮКВ [Геол. Азерб том VII, 2008]. Глубоководные осадки понтического яруса из-за малой их мощности не обособляются в самостоятельный сейсмокомплекс. В центральной части ЮКВ ССК-10 представлен слабослоистым телом покровного типа мощностью до 0.5 км.

ССК-11 (нижнеплиоценовый сейсмокомплекс – продуктивная толща) на временных разрезах отличается обилием динамически выраженных регулярных отражений и квазиизотропными интервалами записи, наибольшей мощностью и ритмичным чередованием песчанистых и глинистых отложений. Время формирования этого седиментационного комплекса (продуктивно-красноцветной толщи) – около 2.2-2.5 млн. лет, что составляет 1% геологического времени от альпийского мегацикла [Геол. Азерб том VII, 2008]. За это время накопилась огромная масса грубообломочного материала максимальной мощностью 6 км, т.е. около ~25-30% от общей мощности осадочного чехла ЮКВ приходится на долю ССК-11. Вычисление скорости осадконакопления даже без учета уплотнения пород и частых перерывов, на которые приходится 40-60% времени, даёт 2.5-3.0 км/млн. лет, что само по себе на порядок выше лавинной скорости седиментации. В этом отношении среднеплиоценовый палеобассейн не имеет себе аналога среди палео- и современных бассейнов Мирового океана. Такая высокая сверхлавинная скорость седиментации обусловлена транспортировкой грубообломочного материала в замкнутый плиоценовый бассейн многочисленными реками, главным образом крупными реками: Палео-Волгой, Палео-Курой и Палео-Узбоем. Основные параметры ССК-11 более подробно рассмотрены в работе [Ализаде и др., 2018].

ССК-12 (акчагыл) охватывает верхнеплиоценовые отложения. В Среднекуринской впадине представлен в основном косослоистыми отражениями, что указывет на образование его в режиме бокового наращивания. Формирование подобных комплексов происходит обычно в условиях глубоководного бассейна, когда осадки поступают, минуя верхнюю поверхность седиментации а ундоформная (верхняя) часть клиноформы сочленяется с вышележащим комплексом по схеме кровельного прилегания; в подошве комплекса контакт соответствует схеме подошвенного прилегания. Кровля комплекса выделяется по линиям прекращения прослеживаемости косослоистых отражений. В Среднекуринской впадине подошва ССК-12 местами разделяется поверхностью размыва сарматских отложений. А в Южно-Каспийской впадине границей его является кровля продуктивной толщи.

Однако, учитывая глубоководный характер отложений, можно сказать о том, что комплекс образовался в связи с акчагыльской трансгрессией. Сам косослоистый характер комплекса характерен для регрессионного этапа. Поэтому можно предположить, что комплекс формировался в позднеакчагыльское, возможно, и нижнеабшеронское время.

Комплекс в центральной части Южно-Каспийской впадины носит покровный характер с мощностью 60-80 м. Здесь кровля горизонта выражается одной, иногда двумя хорошо коррелируемыми осями синфазности отраженных волн. В западном направлении мощность ССК-12 возрастает и достигает 200-400 м.

ССК-13 (абшерон) приурочен к абшеронскому ярусу верхнего плиоцена, охватывает абшеронские отложения и развит по всей территории Азербайджана. Расходящийся характер отражений комплекса указывает на формирование его в условиях постепенного наклона поверхности седиментации. Высокоамплитудный характер записи указывает на переслаивание песчаных и глинистых отложений. Эта часть комплекса соответствует верхнеабшеронским отложениям. Данный подкомплекс откладывался в морской мелководной обстановке. Изменяющийся характер амплитуд отражений указывает на непостоянство скорости прогибания палеобассййна. Верхнеабшеронские отложения представлены высокоамплитудными и высокочастотными отражениями, что указывает на низкоэнергетическую обстановку прибрежной зоны. ССК-13 отличается согласным залеганием слоев. Верхняя граница сейсмокомплекса представлена сильно эродированной поверхностью напластования. С ней сверху по схеме подошвенного прилегания контактируют сигмовидно-косослоистые слои антропогена. Мощность абшеронских отложений достигает 1400 м.

ССК-14 (антропоген) формировался в обстановке некомпенсированного осадконакопления. Наличие проградационных клиноформ в западной и восточной прибортовых зонах впадины указывает на то, что в четвертичное время произошла крупная фаза субмеридионального прогибания, за счет чего был сформирован современный структурный план Каспийского осадочного бассейна [Геология Азербайджана, том VII, 2008].

Результаты выполненной работы с применением методики сейсмостратиграфического анализа показали, что регион исследований от палеозоя до четвертичного периода представлял собой единый бассейн осадконакопления. Здесь напряжённость тектонического процесса, начавшегося в мезозое (возможно, и в палеозое), продолжалась до конца мела, затем несколько уменьшилась (разгрузилась) в начале кайнозоя и далее продолжалась в четвертичном периоде. Эти тектонические события обусловили некоторые отличия, наблюдаемые между характерными для отдельных площадей, в стратиграфических колонках. Мощность ССК-14 местами достигает 800 м.

2.4. Структура майкопских отложений и ее соотношение с подстилаюшими и пререкрывающими отложениями

В олигоцен-нижнем миоцене (майкопе) происходила активизация тектонических процессов – воздымание на Большом и Малом Кавказе и погружение Прикавказкой впадины. В этот период в майкопском бассейне имели место частые колебания уровня моря, что привело к флуктуациям положения береговой линии и накоплению в окраинных частях континентальных и переходно-морских осадков. В наиболее прогнутой центральной части бассейна накапливалась богатая органическим [Ализаде, 1975] материалом майкопская толща мощностью, достигающей местами более 3 км (рис.2.2, 2.9).

По данным ГИС и сейсморазведки майкопские отложения развиты на территориях Куринской межгорной впадины, Шамахы-Гобустанской области, Прикаспийско-Губинской тектонической зоны, средней и южной частей Каспийской котловины (рис.2.10).

Куринская межгорная впадина представлена Среднекуринским и Нижнекуринским сегментами или мегазонами, являющимися прогибами второго порядка, разделенными Кюрдамир-Саатлинским (Талыш-Вандамским) погребенным меридиональным мезозойским поднятием. На востоке Нижнекуринская впадина, раскрываясь и углубляясь, выходит к Южно-Каспийской впадине.

По данным сейсмических работ, выполненных в период с 1980 по 2018 гг., и глубокого бурения на площадях Среднекуринской депрессии майкопская свита трансгрессивно залегает на эоценовые и верхнемеловые отложения (рис.2.2, рис 2.4, рис 2.6-2.9). Они обнажаются узкими прерывистыми полосами в западной части прогиба (пл. Яйладжыг в Междуречье Куры и Габырры). Здесь майкопские отложения, представленные тонкослоистыми серыми и коричневатыми листообразными некарбонатными глинами, вскрыты на многих площадях. По данным сейсморазведки и глубокого бурения в Среднекуринской впадине мощности майкопских отложений колеблются в значительном диапазоне – 20 м в краевых областях, 1900 м – в цетральных зонах. Здесь майкопские горизонты сложены карбонатными и некарбонатными породами совместно с пироксеном и вулканическим стеклом. В разрезе встречаются малокарбонатные породы без пироксена и породы с большим содержанием вулканического стекла. По результатам наших исследований, проведенных на основе интерпретации данных сейсморазведки, на краях бассейна майкопские отложения перекрывают эрозионную поверхность мезозойского интервала геологического разреза.

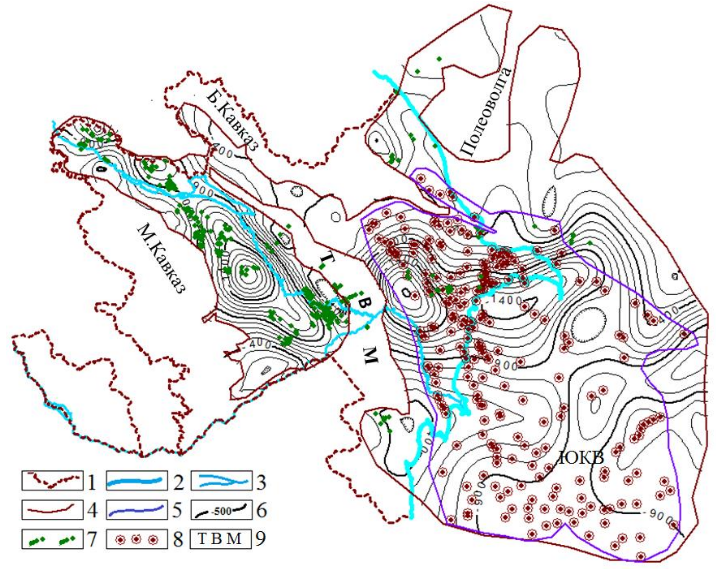


Рис.2.10. Схематическая карта мощности майкопских отложений. 1 – государственная граница; 2 – береговая линия Каспийского моря; 3– русло рек Кура и Аракс; 4 – граница развития майкопских отложений, установленная сейсморазведкой; 5 – площадь распространения грязевых вулканов; 6 – изолинии мощности майкопских отложений; 7 – скважины глубокого бурения; 8 – грязевые вулканы; 9 – Талыш-Вандамский гравитационный максимум.

Майкопские отложения с наибольщей мощностью представлены в Ширванлинской синклинали. Здесь вскрытая мощность этих отложений составляет 2275 м (скв. Ширванлы 1М). По данным сейсморазведки (рис.2.2) в центральной части синклинали достигает 3500 м.

В разрезе майкопских отложений в подножьях гор Большого и Малого Кавказа, а также ближе к зонам внутренних поднятий встречаются пропластки грубозернистых пород – песчаников, гравелитов и конгломератов. В этой зоне наличие в разрезе майкопских отложений грубообломочных пород свидетельствует об интенсивном поднятии Малого Кавказа (Мамедов,1977).

В начале олигоцена перестали существовать многие частные прогибы в области Большого и Малого Кавказа и резко активизировались в их пределах поднятия, а в Куринской депресии – погружения. В результате этого процесса создались условия для трансгрессивного залегания майкопских (нижний олигоцен) отложений на эоценовые. В осевой зоне Шамахы-Гобустанского прогиба переход от эоцена к олигоцену произошел по такой же схеме. Однако в области северного крыла этого прогиба майкоп залегает на более древних отложениях, т.е. верхнего мела. Такая же картина наблюдается по южному борту Шамахы-Гобустанского прогиба, граничащего с Нижнекуринской впадиной и Южно-Каспийским бассейном.

В осевой зоне Шамахы-Гобустанской геосинклинали по данным глубокого бурения мощность майкопа достигает 1400 м. В юго-западном направлении мощность верхнего майкопа уменьшается: если в Загирдаге мощность верхнего майкопа составляет около 780 м, то в Адживели она доходит до около 500-550 м. Толщина майкопских отложений в Шамахы-Гобустанском прогибе достигает величин от 100 м на западе г.Шамахы до 1400 м – на площади Гарадаг (Салаев, 1961). По данным ГИС мощности майкопских отложений составляют почти 250 м на своде структуры Фатмаи, а в южной части Гырмакинской долины (Хорасаны) в скважине №1643 достигает (1274 м при видимой мощности и углах падения 15-20^0) ~1190 м, Бинагадах (скв. №208) – 490 м. Здесь майкоп представлен глинами и весьма малым количеством тонких песчаных прослоев (в основном в низах). Данные естественных обнажений и результаты глубокого бурения показывают, что в пределах Абшеронского полуострова, в частности – в северо-западных структурах Фатмаи-Зыхской антиклинальной зоны, в составе майкопских отложений преобладают глины и мергели. В Центральном и Южном Гобустане мощность майкопской свиты, представленной в двух фациях – глинистой (на севере) и песчано-глинистой (на юге), достигает 900 м. На площади Умбакы в скважине №2М мошность майкопских отложений

составляет 1460 м. Начало тарханского времени на Юго-Восточном Кавказе сопровождается регрессией моря [Салаев, 1961]. Это подтверждается тем, что в структурах Абшеронской и Гобустанской областей отложения тарханского времени отсутствуют. Здесь местами наблюдается угловое несогласие между майкопской свитой и тарханским ярусом. В Северном Гобустане толщина тарханских отложений едва достигает 0.8 м, а в Южном – 25 м. На площадях Гиджаки-Нардаран и Аживели по данным структурного бурения обнаружена глинистая пачка отложений между верхним майкопом и подошвой чокрака толщиной 100 и 180-200 м соответственно.

В Прикаспийско-Губинской и в сопредельной с Северо-Абшеронской зоной поднятий областях майкопские отложения распространены почти повсеместно. Здесь нижние горизонты майкопа представлены глинами, частыми прослойками песков и пластами глинистых конгломератов, верхние – глинами с прослойками песков. По данным региональных сейсмических работ, выполненных в 2012 году, и глубокого бурения на площадях Прикаспийско-Губинской нефтегазоносной области майкопская свита трансгрессивно залегает на эоценовые, верхнемеловые и среднеюрские отложения. Их мощность вскрыта неповсеместно, однако по данным отдельных скважин достигает 1200 м. По результатам интерпретации данных сейсморазведки нам удалось уточнить границы распространения майкопских отложений по всей территории Прикаспийско-Губинской нефтегазоносной области (рис 3.1).

Как известно, котловина Каспийского моря состоит из трех частей: северная шельфовая часть моря с глубинами менее 50 м лежит на опущенном крае Русской и Скифской плит и имеет ровный спокойный рельеф дна; средняя котловина с глубинами в центральной части 200-800 м приурочена к Терско-Каспийскому краевому прогибу; южная глубоководная котловина (до 1025 м) занимает межгорную впадину альпийского складчатого пояса.

Анализ имеющихся данных указывает на неповсеместность распространения майкопских отложений в Среднекаспийском регионе и на значительные колебания их толщины (от 20 до 2300 м). В структурном плане для майкопской серии в пределах Восточного Предкавказья характерно клиноформенное строение осадочной толщи. По литературным данным установленная мощность майкопских отложений в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба достигает 2000 м. На территории северо-западнее от яламинского выступа по данным глубокого бурения мощность майкопских отложений составляет всего 30 м в скв. №YLX-1 и 36 м в скв. №YLX-2.

По результатам наших работ, выполненных на основе сейсморазведки МОГТ (рис.3.1) в юго-восточном направлении от скв. №YLX-1, кровля майкопских отложений коррелируется на расстоянии 30 км. Затем они полностью выпадают из геологического разреза площади и вновь появляются на расстоянии 100 км от скв. № YLX-1. Здесь майкопские отложения накоплены на площади 4000 км^2, расположенной восточнее от скв. № YLX-1. В целом в средней части котловины отложения трансгрессивно залегают на эоценовые (местами) и меловые отложения, а местами отсутствуют. В северо-восточной части впадины мощность майкопских отложений составляет 100 м и увеличивается в юго-западном направлении, в прибрежных зонах и достигает 400 м. На северо-востоке Абшеронского полуострова мощность майкопских отложений составляет 900 м. Из-за отсутствия всеобъемлющей информации в литературе нами выполнена специальная работа по определению ареала распространения майкопских отложений на территории Азербайджанского сектора Южно-Каспийского бассейна по данным сейсморазведки. Работа выполнена с использованием данных сейсморазведки 2D/3D, накопленных с 1983 по 2014 гг. Комплексная интерпретация материалов бурения (эти данные связаны в основном с краями бассейна и в редких случаях с приподнятыми зонами) и сейсморазведки позволила увеличить достоверность выводов по закрытым территориям, где располагалась значительная часть майкопского седиментационного бассейна. По данным сейсморазведки майкопские отложения со значительной мощностью заполняют аккумулятивные бассейны, занимаемые Азербайджанской частью Южно-Каспийского бассейна (рис.2.10). Южнее Абшерон-Прибалаханской зоны поднятий мощности майкопских отложений резко увеличиваются и достигают 1200 м, а на Бакинском архипелаге составляют 1500 м.

По данным 2D/3D сейсморазведки мощность майкопских отложений колеблется от 20 м в краевых, до 1200 м – в центральных, иными словами – в наиболее погруженных частях, Южно-Каспийской впадины.

В связи с тематикой данного исследования следует остановиться и на описании некоторых геометрических параметров покрывающего комплекс отложений майкопского интервала геологического разреза в пределах названных районов.

В Куринской межгорной впадине майкопские отложения перекрывают осадочные образования мощностью до 4200 м. Здесь на площади Яйладжыг грязевулканические проявления представлены небольшими грифонами и сальзами.

В Шамахы-Гобустанской области, где распространены многочисленные грязевые вулканы, глинистые майкопские отложения погребены на глубину более чем 4000 мб а в результате тектонических событий эти отложения обнажены на многих площадях области.

В Прикаспийско-Губинской тектонической зоне, где имеется несколько грязевых вулканов (Гайнарджа, Саадан, Хыдырзинде, Зарат и др.), они погребены под отложения, достигающие мощности более 4900 м.

В Нижнекуринской депрессии и Южно-Каспийской впадине майкопские отложения погребены под песчано-глинистые породы мощностью 8.0 км и более. Здесь майкопский интервал разреза сложен в основном глинистыми отложениями.

Интенсивное погружение ЮКВ началось с олигоцена с накоплением песчаноглинистых осадков мощностью свыше 10 км; в плиоцене процесс прогибания резко ускорился и в результате за 5 млн. лет в бассейне накопились песчано-глинистые отложения общей мощностью более 8 км.

Как видно, мощность майкопской свиты, сложенной главным образом глинистыми отложениями, в пределах Южно-Каспийской впадины весьма изменчива и варьирует от 0.2 до 2.3 км, например, в Среднекуринской депрессии достигает 3.5 км.

Выводы к главе 2

1. Результаты сейсмостратиграфического анализа данных сейсморазведки МОГТ показали, что осадочный комплекс в Азербайджанском секторе Каспийского моря охватывает интервал геологического времени от палеозоя до четвертичного периода. Регион исследований этого периода представлял собой единый бассейн осадконакопления. Активные тектонические процессы, начавшиеся в мезозое, а возможно, и в палеозое, продолжались до конца мела, а с начала кайнозойского и четвертичного периодов, происходили в относительно замедленном темпе. Максимальная мощность осадочного слоя достигает здесь более 20.5 км.
2. Скорость погружения Южно-Каспийской впадины с начала олигоцена и до конца плиоцена составила более 100 м за миллион лет. Во время миоцена скорость осадконакопления значительно сократилась, что указывает на уменьшение темпа погружения бассейна. В позднем миоцене в Каспийском бассейне

резко понизился уровень моря. В начале плиоцена процесс погружения акустического фундамента в этом бассейне вновь резко ускорился, и в результате за 5 миллионов лет в отдельных районах моря накопилось более 8 км толщины осадков.

3. Как показали результаты наших исследований, вогнутость на кривых Буге, наблюдаемая в Южно-Каспийской впадине, является результатом увеличения глубины залегания фундамента в центральной ее части и смены более плотных пород менее плотными (дефицит массы). Предполагается, что эта вогнутость не связана с утонением здесь консолидированной коры.
4. В пределах исследуемого региона по сейсмическим данным не просматриваются региональные разломы, ранее отмеченные другими исследователями. Глубокие синклинали с круто наклоненными бортами проходят параллельно оси простирания мезозойских Северо-Абшеронской и Абшерон-Прибалханской зон поднятий. Южные борта синклиналей характеризуются сильным (до 80°) наклоном, что вероятно, принимается некоторыми исследователями за тектонические разломы.
5. В зоне сочленения Средне-Каспийской и Южно-Каспийской впадин (севернее от Абшероно-Прибалханского порога) согласно сейсмологическим и сейсмическим (МОГТ) данным не наблюдается геолого-геофизических признаков субдукции коры ЮКВ под эпигерцинскую платформу.

ГЛАВА 3.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

3.1. Исторические факты

Изучением глубинных тектонических разломов (ГТР) и определением их роли в формировании нефтегазовых месторождений и грязевого вулканизма, обнаруженных на территории Азербайджана, занимались многие исследователи, работавшие в нефтяной отрасли с 1950-х гг. Исследования в этом направлении на производственных предприятиях (А.М.Хенкина, А.Г.Ибрагимова, 1959; Р.Р.Ригер, Л.И.Лобастова, 1964; Р.Р.Ригер, М.М.Раджабов, 1965, 1966; М.М.Раджабов, Р.Р.Ригер, 1968; М.М.Раджабов, Н.Х. Бахчиева, 1967, 1976 и др.) и в научно-исследовательских организациях [Геология Азербайджана, том IV, 2005] проводились на основе данных сейсморазведки методами глубинного сейсмического зондирования и корреляционного метода преломленных волн (ГСЗ-КМПВ), а также гравиразведки (Б.И.Цимельзон, 1950, 1951; Л.И.Монина, 1961; Б.И.Цимельзон,1962, 1963, 1965). Следует отметить, что гравиметрический метод, а также методы ГСЗ-КМПВ являются качественными методами геофизики, поэтому ни в одном из отчетных (фондовых) и литературных источников нет достаточно обоснованных, с использованием их результатов количественных данных о параметрах ГТР (глубина охвата, амплитуда разлома, местоположение, взаимосвязь с другими тектоническими элементами и т.д.) и их роли в формировании нефтегазоносных месторождений. Этот вывод относится и к некоторым предположениям о связи землетрясений с ГТР, иными словами, о сейсмичности территорий Азербайджана. Многие высказывания о тектоническом районировании и сейсмичности региона, приведенные в объяснительных записках атласов, как нам представляется, аргументированы на основе цитирования результатов предшествующих исследований и поэтому носят несколько декларативный характер.

На рис.3.1 показаны тектонические карты поверхностей кристаллического фундамента и Мохоровичича. Данные карты построены нами по результатам оцифровки карты, приложенной к производственному отчету под названием «Отчет о работах глубинным сейсмическим зондированием партии №6-7/68 в восточной части Куринской впадины

Азерб. ССР в 1968 г.» (авторы отчета Р.Р.Ригер, Л.И.Лобастова). Как отмечают авторы отчета, карты построены Р.М.Гаджиевым по результатам интерпретации гравиметрических данных и данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Как видно из рисунка, тектонические разломы разделяют охваченную ими территорию на блоки, заключенные между поверхностями Мохоровичича и кристаллического фундамента, имеющими практически одинаковые толщины. По глубинам проникновения их можно классифицировать как затухающие в самых верхах земной коры. Большинство разломов протягиваются с запада и северо-запада на восток и юго-восток, то есть параллельно длинной оси горного сооружения Кавказа. Таким образом, направления смещений по разломам отражают условия субмеридионального (СЗ-ЮВ) горизонтального сжатия.

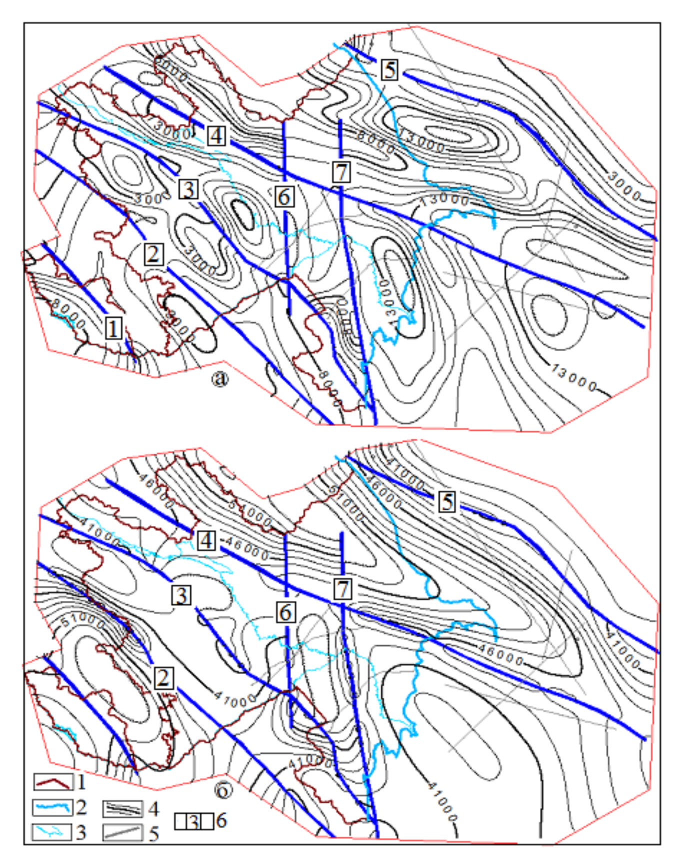


Рис.3.1.Тектонические карты по поверхности: а – кристаллического фундамента, б – Мохоровичича. 1 – государственная граница, 2 – береговая линия Каспийского моря, 3 – русла рек Араз и Кура, 4 – изоглубины, 5 – тектонические разломы, 6 – номера тектонических разломов.

В 1983 и 1985 гг. были изданы атласы: “Нефтегазоносные и перспективные структуры Азербайджана” (составители: Г.А.Ахмедов, В.И.Куликов, А.М.Ахмедов, И.С.Гасанов, Д.Х.Бабаев, Л.И.Андреев, А.М.Зейналов, А.Н.Касумов, А.Р.Кулиев) и “Месторождения нефти и газа и перспективные структуры Азербайджанской ССР” (составители: А.И.Алиев, Ф.М.Багирзаде, З.А.Бунияtзаде, А.Н.Гусейнов, Ф.Г.Дадашев, Ю.С.Мехтиев, С.Г.Салаев, Х.Б.Юсуфзаде) с приложенными картами и объяснительными записками, на которых по сравнению с предыдущими появились новые разломы.

В 2002 г. издана наиболее информативная карта [Керимов и др., 2002] тектонического районирования, на которой показаны границы структурных элементов нефтегазоносных районов и представлена информация о преобладающем типе движений по разломам (взброс, сброс, сдвиг), тектонических блоках, образовавшихся в результате этих движений, и времени активизации разломов (рис.3.2).

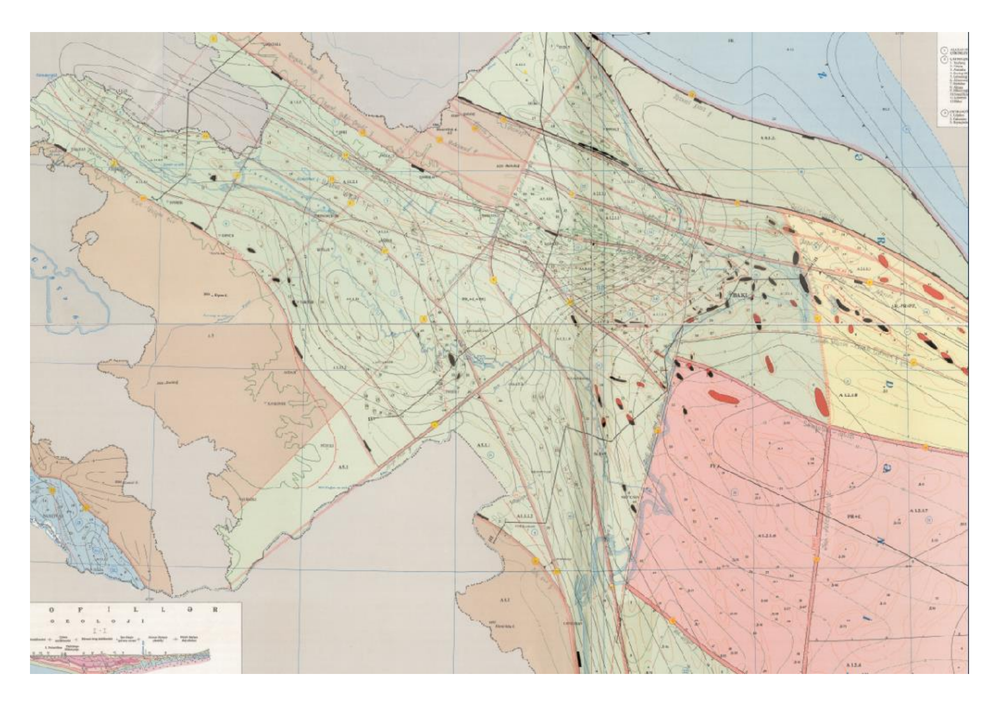


Рис. 3.2. Карта разломной тектоники Азербайджана [Керимов и др., 2002].

Сопоставление имеющихся карт указывает на повторяемость в них геолого-геофизической информации с незначительной разницей. Это является свидетельством того, что для их построения была использо-

вана одна и та же информационная база. Модели интерпретации накопленных геолого-геофизических данных также не отличались друг от друга. В то же время информация, полученная в разные периоды развития геофизических методов разведки, практически не была использована при обновлении или перестройке этих карт. Это относится в большей мере к данным сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ), выполненной с применением инновационных технологий в течение последних 30 лет.

Иногда на картах встречается информация, противоречащая результатам геологической интерпретации новейших данных сейсморазведки. Как показывают [Юсубов, 2017; Юсубов, 2020] результаты геологической интерпретации данных 2D/3D сейсморазведки, проведенной за период с 1983 по 2020 гг., многие показанные на картах разломы не существуют, что требует пересмотра многочисленных теоретических и прикладных выводов о тектоническом строении территории Азербайджана. Ниже приводятся результаты исследований, доказывающие обоснованность этого предположения.

3.2. Новые взгляды

Результаты исследований, выполненных с использованием данных 2D/3D сейсморазведки МОГТ, показывают, что в осадочном чехле (особенно в его верхних горизонтах) существуют локальные поля тектонических напряжений, обуславливающие деформацию слоев кайнозойского интервала геологического разреза. Дифференцированные перемещения блоков в мезо-кайнозойской части разреза являются ответной реакцией слагающих ее относительно жестких пород на глобальные (или региональные) поля тектонических напряжений, происхождение которых обсуждается в рамках различных геотектонических гипотез. Результаты исследования этого природного явления на основе сейсмических данных освещены в многочисленных публикациях, в том числе работах [Юсубов, 2012; Юсубов, 2017а и б; Юсубов, 2020], и по этой причине здесь не рассматриваются.

Проведенные нами исследования с использованием только сейсморазведочных данных позволили сделать вывод о том, что поля тектонических напряжений в осадочном чехле, создающие разрывные нарушения, активизировались в течение двух интервалов геологического вре-

мени. Первый период активизации, создавший вертикальные (или субвертикальные) разломы действовал в основном до начала миоцена. Образованные в этом интервале геологического времени разломы охватили разрез ниже поверхности мезозойских отложений, что редко обнаруживается на временных разрезах. Второй период, начавшийся с конца миоцена, создавал и создает субвертикальные тектонические разломы в основном малоамплитудные в кайнозойской части разреза (рис. 3.3).

Как видно из рис. 3.3, на временном разрезе вдоль линии I-I (рис.3.4) глубинных разломов, отмеченных цифрами 7, 17 и 8, нет. Здесь в предгорьях Малого и Большого Кавказа имеются глубинные разломы с номерами 18 и 31, представленные по всему временному интервалу.

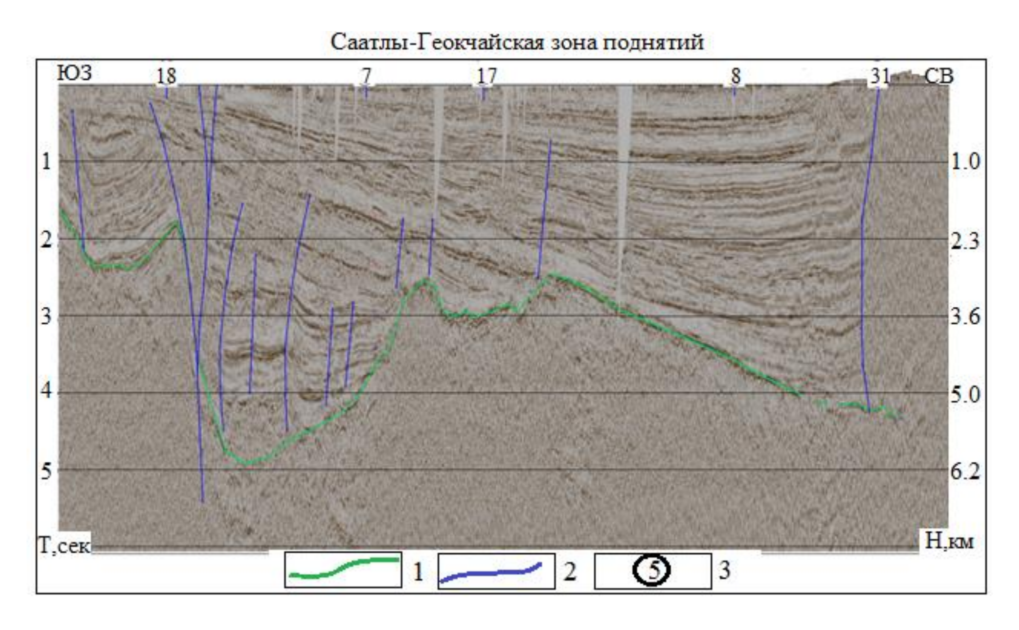


Рис. 3.3. Сейсмический временной разрез по линии I-I (см.рис.3.4): 1 – линия корреляции отражающего горизонта от поверхности мезозойских отложений, 2 – линии разломов, 3 – указатель местоположения линий разломов.

На рис. 3.4 показана схематическая карта, при построении которой использованы отметки глубин кристаллического фундамента, снятые с карты, указанной на рис.3.2, с учетом того, что в карте-оригинале нет разрывов изолиний вокруг разломов, т.е. она построена на основе пликативной модели.

Рассмотрим Центрально-Каспийский разлом (на рис.3.4 он отмечен под номером 22), который протягивается в СЗ-ЮВ направлении в

Центральном Каспии. На рис.3.5 показан временной разрез по сейсмическому профилю, пересекающему названный разлом в перпендикулярном направлении (см. нижний правый угол рисунка). Как видно из временного разреза, здесь до поверхности акустического фундамента не наблюдается никаких признаков тектонических разрывных нарушений. Однако по временному разрезу видно, что регион находится под влиянием активной тектонической напряженности, создающей здесь разнонаправленные дислокации в кайнозойском этаже.

Нижний этаж также испытывает силы сжатия в тангенциальном, возможно, и в вертикальном направлениях. Таким образом, при помощи «природного эксперимента» сейсмические данные предоставляют уникальную возможность для проверки заключений авторов карт тектонического и нефтегазоносного районирования [Керимов и др., 2002; Геол. Азерб. Том VII; 2008, Геол. Азерб. том IV, 2005] – здесь нет тектонического разлома под названием Центрально-Каспийский.

Нам представляется, что этот разлом появился на картах в результате неправильного выбора модели интерпретации данных гравиметрических наблюдений и ГСЗ.

Этот вывод подтверждается и следующим примером. На рис. 3.6 показан пример использования алгоритма дифракционного преобразования для формирования преломляющей границы (рис. 4.6а) по сейсмограмме (рис. 3.6б) преломленных волн (рис. 3.6 в). Полученный по теоретически рассчитанным годографам (рис. 3.6б) динамический глубинный разрез (рис.3.6в) подтверждает важность обработки и интерпретации данных ГСЗ-КМПВ с использованием процедур дифракционного преобразования.

Следует отметить, что при обобщении результатов сейсморазведки мы обнаружили, что при обработке и интерпретации данных метода ГСЗ-КМПВ процедуры дифракционного преобразования не были использованы.

Рассмотрим еще один пример. Авторы работы [Керимов и др., 2012] по результатам совместного рассмотрения всего накопленного по региону геолого-геофизического и сейсмологического материала пришли к выводу, что Западно-Каспийский разлом, разграничивающий нефтегазоносные бассейны Нижнекуринской и Среднекуринской депрессий, как и большинство разломов антикавказской направленности, может быть оценен как более древний, чем широтно-ориентированные.

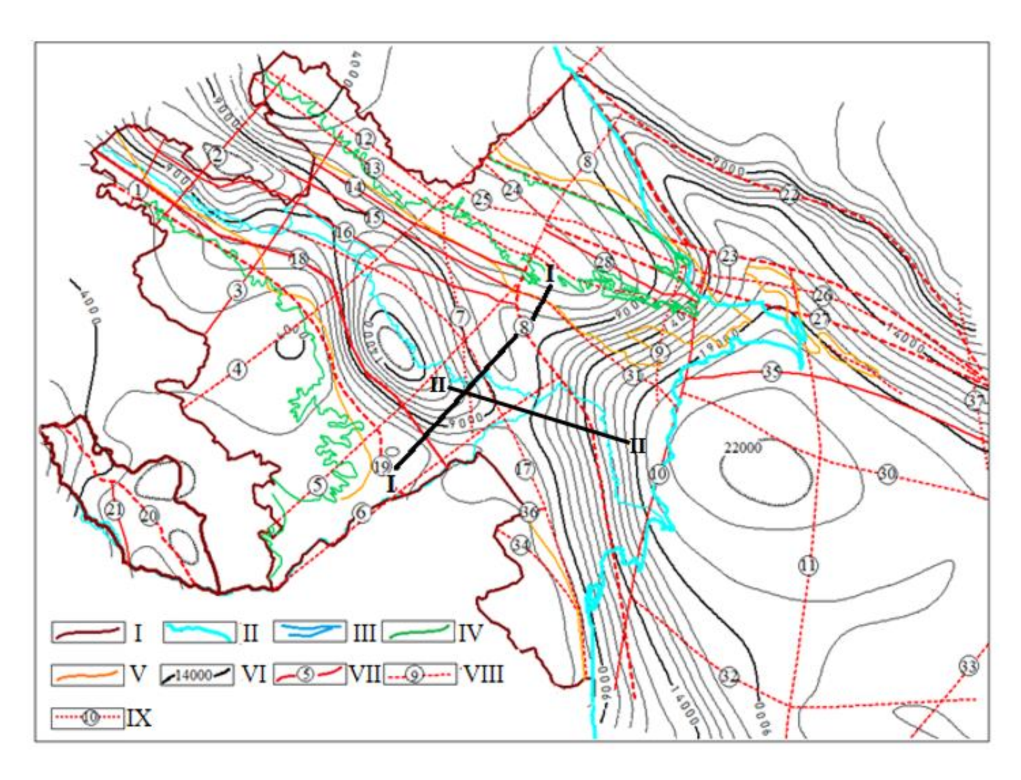


Рис. 3.4. Схематическая тектоническая карта поверхности кристаллического фундамента (карта построена на основе данных оцифровки карты [Керимов и др., 2002] без учета разломов). I – государственная граница, II – береговая линия Каспийского моря, III – русло рек Кура и Араз, IV – выходы мезозойских отложений, V – выходы агчагылских отложений, VI – изолинии по фундаменту, VII – тектонические нарушения (4 – Аграчай-Самур, 5– Азербайджан, 6 – Нижне-Аразский, 8 – Западно-Каспийский, 11 – Шах-Азизбеков, 12 – Гайнар-Зенги, 13 – Кварели-Габала-Герадил, 17 – Мингячевир-Лянкеран, 19 – Малый-Предкавказский, 20 – Нахчыван, 22 – Центрально-Каспийский, 23 – Газмагрыз-Сиязань, 24 – Халтан, 25 – Мелкемуд, 26 – Горадил, 27 – Енгилан – Шимали-Абшерон, 30 – Сангачал-Огурчи, 31 – Аджичай-Елет, 32 – Мил-Чикишлер, 33 – Гарабогазгол-Сефидруд, 34 – Предталыш), VIII – крупные тектонические нарушения (1 – Газах-Сигнахи, 2 – Товуз-Лагодехи, 3 – Гянджа-Алазань, 10 Западно-Абшеронский, 14 – Северокахетинско-Южноаджиноурский, 15-Удабно-Гейчайский, 16 – Удабно-Еркидарский, 18 – Курский, 21 – Чалхангала-Нехрам, 28 – Темизбулаг, 29 – Абшерон-Прибалханский, 35 – Южноабшерон-Южночелекенский, 36 – Болгарчайский) , IX – флексуры (7 – Имишли-Огузский, 9 – Яшминский, 37 – Восточнокаспийский)

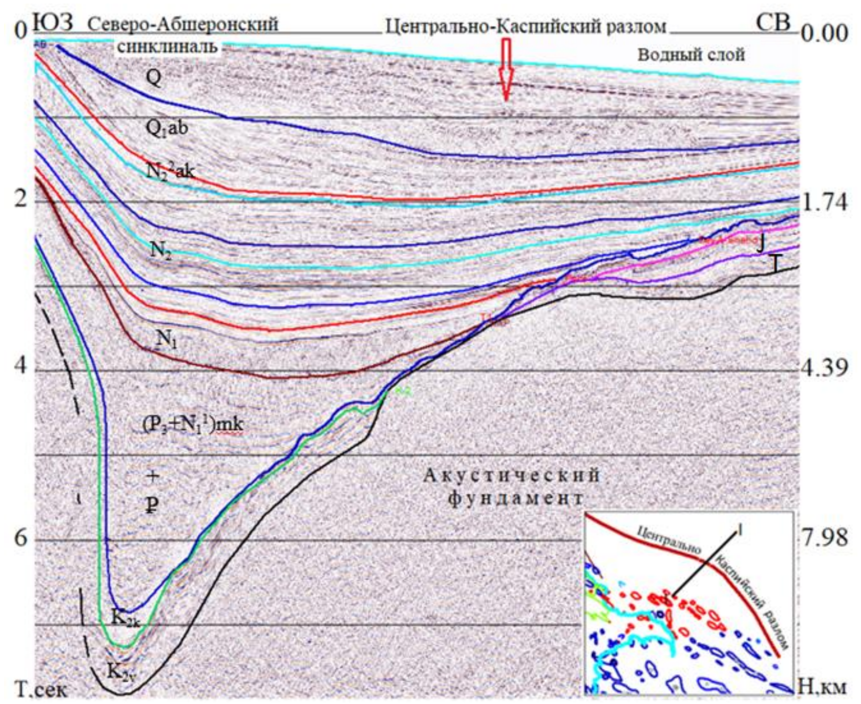


Рис. 3.5. Сейсмический временной разрез. В нижнем правом углу показаны плановые расположения линий профиля сейсмических наблюдений и Центрально-Каспийского разлома (на рис.3.4 отмечен номером 22).

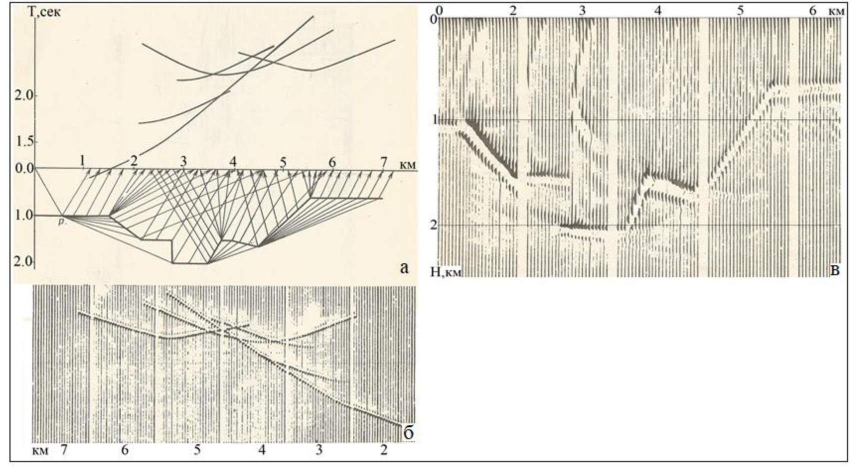


Рис.3.6. Пример формирования изображения преломленной границы дифрагированным преобразованием согласно кинематике преломленно-дифрагированных волн (по данным В.Н.Пилипенко и др., 1979). Рисунок заимствован из работы (Старобинец, 1983), а – модель среды и расчетные годографы; б – модельные сеймограммы; в – изображение преломляющей границы по модельным сейсмограммам.

По мнению авторов [Метаксас и др., 2011], механизмы очагов землетрясений подтверждают сбросово-сдвиговый и сдвиговый компоненты подвижек по Западно-Каспийскому разлому, характеризующемуся высокой активностью и проникающему до мантии, вдоль которой расположены очаги землетрясений. Это является косвенным доказательством того, что разлом активен в мезокайнозойском интервале геологического разреза и глубже.

Авторы работы [Kadirov и др., 2010] отмечают участие Западно-Каспийского разлома в некоторых тектонических процессах с вращательным характером. Ниже увидим, что нет такого разлома, следовательно, отсутствующий геологический элемент не может участвовать в каких-то тектонических процессах.

Заключение о том, что ступень, представленная на гравитационном поле (сгущения изолиний на картах Буге), соответствует глубинному разлому [Геол. Азерб. Том VII, 2008; Кадыров и др., 2010] – неубедительно. Этот вывод является, как нам представляется, результатом некорректной геологической интерпретации гравитационного поля, наблюдаемого над Талыш-Вандамским гравитационным максимумом.

По мнению авторов работы [Yusifov и Süleymanov, 2015], Западно-Каспийский глубинный разлом, представленный на гравитационном поле как ступень, разделяет Алазано-Агричайский и Шамахы-Гобустанский прогибы. Вывод сделан в результате неправильного подхода к интерпретации гравитационного поля, наблюдаемого в этой зоне.

В работе [Геол. Азерб. Том VII, 2008] Западно-Каспийскому разлому параллельно с другими отводится основная роль при разделе Талышской и Южно-Каспийской структур. Здесь же отмечается, что Западно-Каспийский глубинный разлом является юго-западной границей Муганской тектонической зоны. Южно-Каспийская разломная зона, впервые выделенная В.Е. Хаиным, Б.М. Исаевым, служит причиной существенного изменения структурного плана как на северном, так и южном склонах Юго-Восточного Кавказа. При этом, по мнению авторов работы [Геол. Азерб. Том IV, 2005], геолого-геофизические исследования свидетельствуют о том, что более корректным является выделение двух разноориентированных нарушений – Гирдиманчай-Вельвелячайского разлома северовосточного простирания и собственно Западно-Каспийского разлома субмеридионального направления.

Авторы работы [Агаев и др., 2006] отмечают: “...геофизические данные свидетельствуют о значительном опускании и последующем после подъема денудации сокращении гранитного слоя и воздымании поверхности базальтового слоя в южных и северо-западных частях, которые помимо изостатических причин, связаны и с их расположением в

узлах пересечения действующих глубинных разломов различного направления – субмеридионального (герцинского) и субширотного (альпийского). В первом случае, это деформации Западно-Каспийского разлома (ВосточноАзербайджанский, по Э.Ш. Шихалибейли, 1996; иногда называемая “антикавказская волна”), в другом – Главнокавказская (“близ-кавказская волна”)...”. В этой же работе отмечено, что Южно-Каспийская впадина формировалась в результате недавних складчатых движений и деформаций. Она зажата между поперечными Западно-Каспийским и Малобалханско-Гасангулийским разломами с востока и близширотным трудноуловимым нарушением с севера. Далее авторы работы отмечают, что Саваланско-Талышский массив двигается на север со скоростью 1.2 см в год и при этом особая роль принадлежит Западно-Каспийскому глубинному разлому.

Авторы работы [Лобовский, 2011] отмечают, что из 550 микро- и слабых землетрясений, зарегистрированных сейсмографами Института океанологии Российской академии наук, пятая часть возникла на глубинах 50-200 км. По этим данным ими разработана модель региона Среднего Каспия, которая делится на два сектора – западный и восточный. По их мнению, в западном секторе происходит поддвиг континентальной литосферы Закавказского массива под складчатый пояс Большого Кавказа. В восточном секторе доминирующим процессом является поддвиг литосферы Южно-Каспийского бассейна под Скифскую платформу. Согласно полученным новым данным поддвиг может иметь значительно больший (до 200-250 км) масштаб, чем это предполагалось ранее. Упомянутые секторы разделены зоной глубинного Западно-Каспийского разлома, который выполняет трансформную функцию.

Информация о Западно-Каспийском глубинном разломе имеется и в других публикациях. Наш анализ показывает, что в указанных работах имеются многочисленные противоречивые выводы. Например, если землетрясения связаны с активным разломом, тогда гипоцентры их должны быть расположены вдоль него, что не подтверждается фактическими геолого-геофизическими и сейсмологическими данными. Как видно из рис. 3.7 количество эпицентров, расположенных вдоль этого разлома (т.е. число землетрясений на квадратный километр), почти такое же, как на окружающих его площадях. Только в зоне примыкания Западно-Каспийского разлома и одноименной флексуры (продолжения разлома) наблюдается сгущение эпицентров землетрясений, что связано с Алазано-Алятским разломом. Поэтому вывод о том, что механизмы очагов землетрясений подтверждают сбросовосдвиговый и сдвиговый компоненты подвижек по Западно-Каспийскому разлому, сделанный в

работах [Керимов и др., 2012; Метаксас и др., 2011], не достаточно обоснован. К тому же обособленные блоки не могут перемещаться внутри литосферы в отрыве от вмещающей её среды, как предполагают авторы работы [Kadirov и др., 2010].

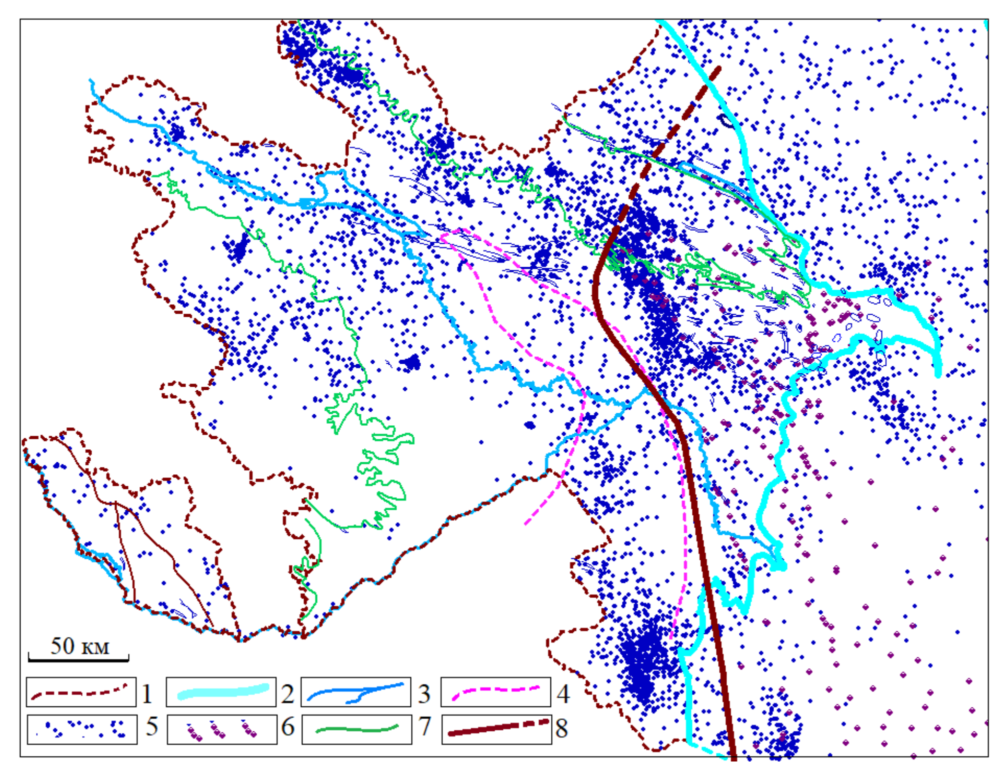


Рис. 3.7. Схема размещения эпицентров землетрясений и грязевых вулканов по отношению к Западно-Каспийскому глубинному разлому: 1 – государственная граница, 2 – береговая линия Каспийского моря, 3 – русло рек Кура и Араз, 4 – Талыш-Вандамская зона мезозойских поднятий, 5 – эпицентры землерясений, 6 – грязевые вулканы, 7 – линия выхода на поверхность земли мезозойских отложений, 8 – Западно-Каспийский разлом и флексура

В районе северо-восточного борта Саатлы-Гейчайской зоны поднятий, особенно юго-западнее от него, нет ни одного очага грязевых вулканов (см. рис. 3.7). Поэтому следующее мнение автора работы [Хаустов, 2011]: "...Грязевые вулканы Прикуринской области следует разделить на две группы: вулканы, которые расположены вдоль Западно-Каспийского разлома, и вулканы, не связанные с ним. В этой связи вполне естественно, что воды грязевых вулканов этих двух групп отличаются друг от друга по химическому составу. Первые характеризуются

низкой минерализацией, которая изменяется от 10 до 20 г/л, незначительно увеличиваясь в юго-восточном направлении и достигая 30 г/л, редко больше. Эти воды относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу и их особенностью является почти полное отсутствие или незначительное содержание сульфатов. Воды другой группы представляют за редким исключением хлоридно-кальциевый тип...” лишено оснований.

Геологическая интерпретация данных 2D и 3D сейсморазведки показывает, что глубинный тектонический разлом, называемый ранее Западно-Каспийским, отсутствует в геологическом разрезе мезо-кайнозойского комплекса отложений. На временном разрезе, охватывающем геологический разрез толщиной около 16 км, нет свидетельств, подтверждающих наличие здесь глубинных разломов. На рис. 3.8 показан временной разрез, где отмечены местоположения Имишли-Огузского и Западно-Каспийского разломов. На верхней части рис.3.8 они отмечены цифрами 7 и 8 в кружках соответственно. На соответствующих картах они отмечены номерами: на рис. 3.1 – 6 и 7; на рис. 3.4 – 7 и 8. Как видно на временном разрезе, в местах этих разломов происходит резкое углубление более плотных мезозойских отложений. Следовательно, гравиметрические «ступени», наблюдаемые в этих зонах, приняты как результат воздействия глубинных разломов на гравитационное поле.

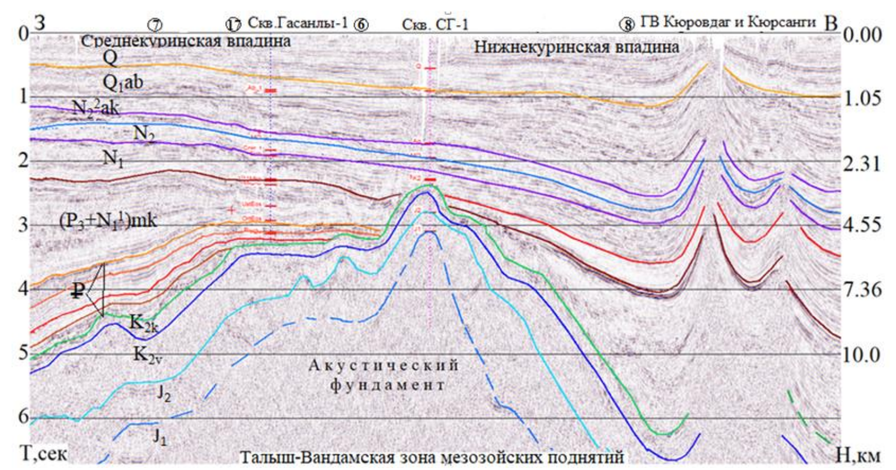


Рис.3.8. Часть временного разреза по региональному профилю, пересекающему Западно-Каспийский разлом в перпендикулярном направлении (см. рис.3.4, линия II-II). По мнению многих исследователей, Западно-Каспийский разлом находится под точкой 8 (отмеченной кругом в верхней части рисунка), а под точкой с номером 7 имеется флексура (в некоторых источниках разлом) так называемый Имишли-Огузский. Под точками, отмеченными цифрами 17 и 6, проходят предполагаемые якобы тектонические разломы с названиями Мингячевир-Лянкяран и Нижнеаразский.

Несколько слов о группе тектонических разломов, расположенных на севере и юге от Северо-Кахетинского и Северо-Аджиноурского разломов (номер 14 на рис. 3.4). На рис. 3.9 представлен один из сейсмо-геологических профилей, составленный с использованием новейшей геолого-геофизической информации. Как видно из этого рисунка, по разрезу зона нарушения пластов охватывает широкую область на поверхности Земли (правая часть рис. 3.9) и внутри геологического разреза осадочного комплекса отложений. Тектонические разломы, расположенные ниже поверхности мезозоя, имеют маленькую амплитуду сброса, плоскости их сдвига имеют вертикальную или субвертикальную ориентацию, они не продолжаются (не переходят) на вышележащем этаже геологического разреза, что является прямым доказательством их неактивности в течение кайнозойской эры. Нам представляется, что в рассматриваемой области они образовались в конце мела и этот процесс завершился в раннем палеогене. Иными словами, на позднеальпийской стадии формирования Кавказа на рассматриваемой территории они не развивались. В то же время здесь мы наблюдаем продолжение процесса формирования поясов складчатого строения на кайнозойском интервале разреза по данным сейсморазведки МОГТ, при сокращении пространства в широкой полосе. Плоскости разломов выходят на поверхность Земли, что свидетельствует о молодом (современном) возрасте произошедших здесь тектонических процессов. На временном разрезе (рис.3.9) отчетливо видно, что в связи с движениями по продольным разломам и надвигам рельеф района исследований осложнен молодыми локальными поднятиями, образующими ряд параллельно расположенных хребтов (рис.3.10).

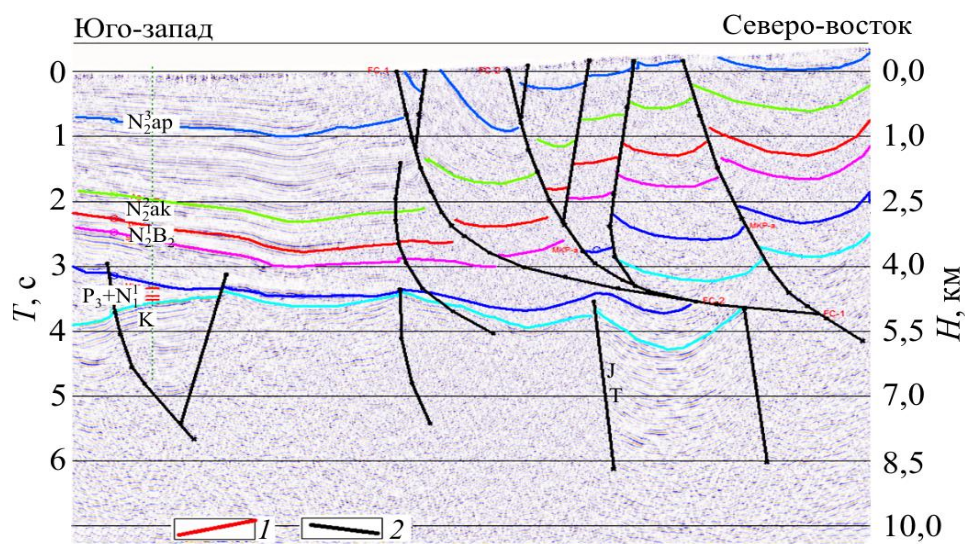


Рис. 3.9. Сейсмогеологический профиль: *1* – поверхности размыва стратиграфических единиц по данным вертикального сейсмического профилирования, глубокого бурения и сейсморазведки МОГТ; *2* – тектонические разломы. Плановое местоположение профиля указано на рис.4.10 линией II-II.

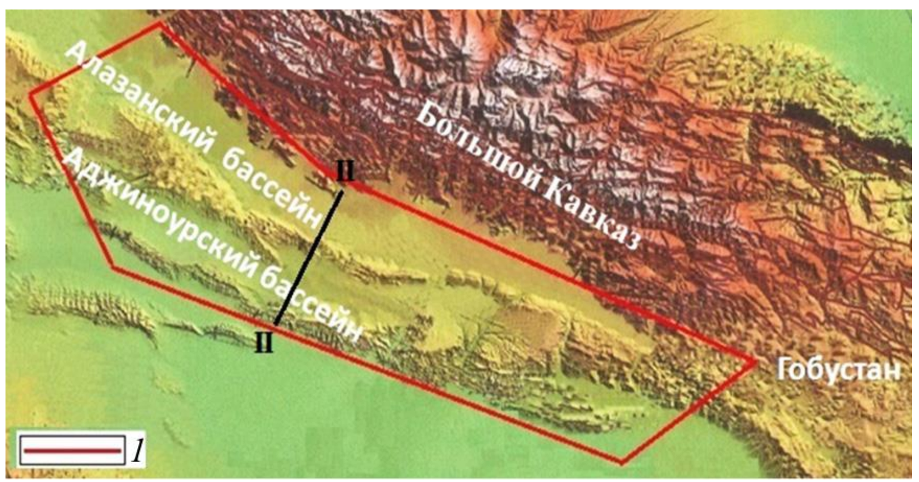


Рис. 3.10. Рельефная карта района исследования: *1* – контур площади изучения

Рассмотрим глубинный разлом Шахово-Азизбековский (на рис.3.4. он отмечен под номером 11 в кружке). На рис. 2.7 и 3.11 представлен временной разрез по региональному профилю, отработанному на Южно-Каспийской впадине. Линия наблюдения профиля и разлома пересекаются в перпендикулярных направлениях. В левом нижнем углу показано их плановое расположение. Как видно из временного разреза, здесь нет ни одного глубинного разлома.

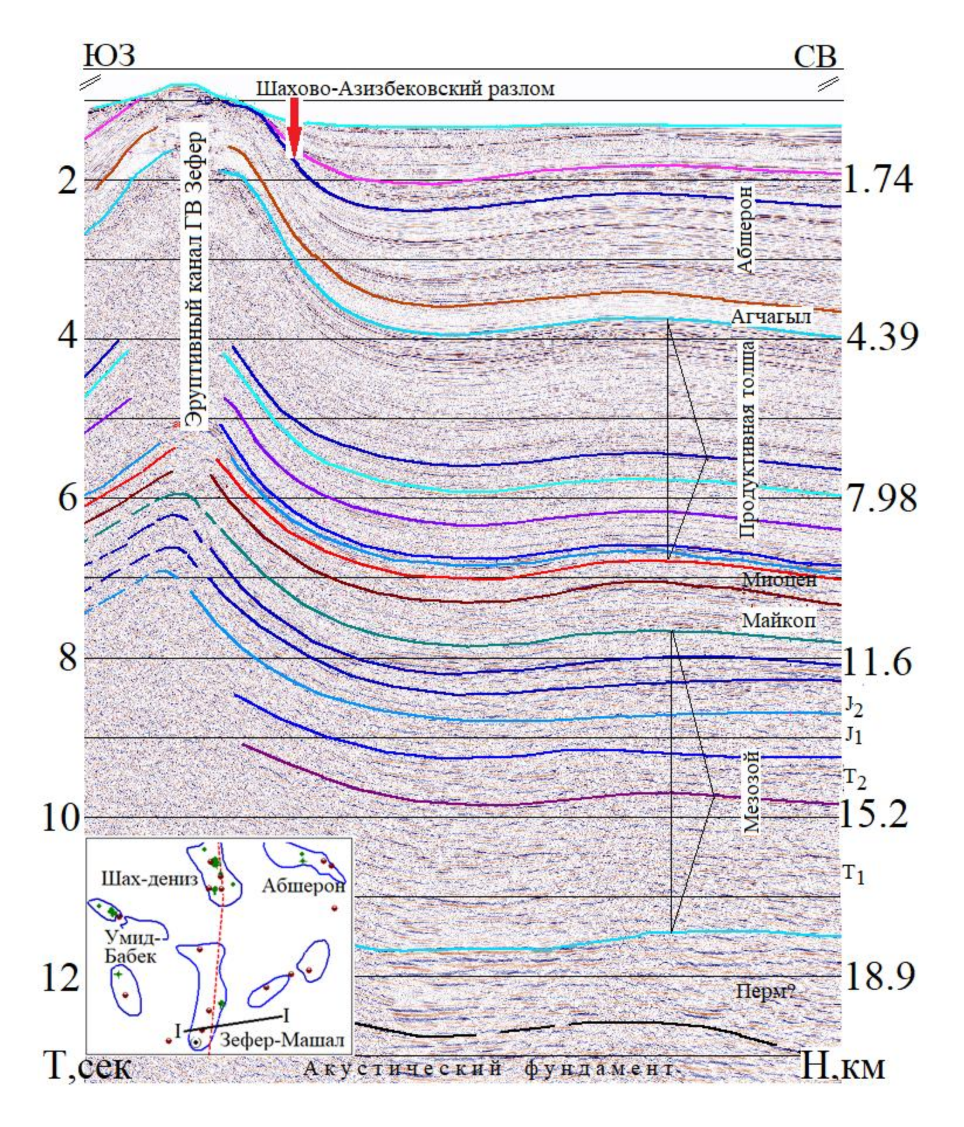


Рис.3.11. Временной разрез по профилю, отработанному в Южно-Каспийской впадине, показывающий, что здесь нет глубинного разлома под названием Шахово-Азизбеков. В нижнем левом углу показаны линия разлома (красная линия) и линия сейсмического профиля наблюдения (I-I).

В пределах одной главы крайне трудно рассмотреть все приведенные на рис.3.4 разломы. Поэтому остановимся на результатах нами выполненных работ, связанных с этой проблемой, в обобщенном формате.

Территория Азербайджана расположена в зоне активного взаимодействия Аравийской и Евразийской литосферных плит, что обуславли-

вает формирование здесь складчато-надвиговой тектонической структуры с вытянутым простиранием кавказского направления. На карте распределения эпицентров землетрясений (рис.3.12) также видно, что на территории происходят геодинамические процессы, выражающиеся активным движением земной коры и сейсмичностью. На Большом и Малом Кавказе максимальная скорость поднятий достигает соответственно 10 и 6 мм/год при прогибании верхних слоёв земной коры в Куринской впадине в целом со скоростью 5 мм/год. При этом вся территория двигается на северо-восток со скоростью 10 мм/год [Kadirov, 2015; Лукк, 2019]. На карте распределения эпицентров землетрясений, показанной на рис.3.12, видно, что в зонах сочленения Среднекуринской впадины с окружающими горными сооружениями Кавказа прослеживается полоса тектонических нарушений. Отметим, что местоположения указанных на карте [Керимов и др., 2002] разломов уточнены с использованием геологических данных и по результатам интерпретации региональных сейсмических работ [Юсубов, 2021].

По линии соприкосновения Среднекуринской впадины с Малым Кавказом прослеживаются две линии тектонических разрывов – Предмалокавказкий и Куринский.

В зоне сочленения Среднекуринской впадины с Аджиноурским прогибом имеется полоса разрывов, к которым относятся Удабно-Эркидарский, Аджичай-Алятский и Удабно-Гейчайский. Аджиноурский прогиб в свою очередь отделяется от структур Большого Кавказа глубинными разломами Северо-Кахетинско–Северо-Аджиноурским и Кварелли-Габала-Герадильским. Все названные глубинные разломы пересекают мезокайнозойский этаж геологического разреза.

Строение Куринской впадины, в отличие от горных сооружений Малого и Большого Кавказа, характеризуется меньшей структурной расчлененностью и относительно слабой сейсмичностью. На геологических разрезах Средне- и Нижнекуринского прогибов, разделенных Кюрдамир-Саатлинским погребенным поднятием, выделяются резко различающиеся слои, в целом представляющие разрез альпийского чехла и консолидированного комплекса земной коры. Структурные особенности этих сейсмоактивных сегментов обуславливает условия для возникновения здесь мелкофокусных землетрясений, что четко выражается динамическими и кинематическими характеристиками сейсмического волнового поля, зарегистрированными при сейсморазведке методом отраженных волн (рис.3.13, 3.14 и 3.15).

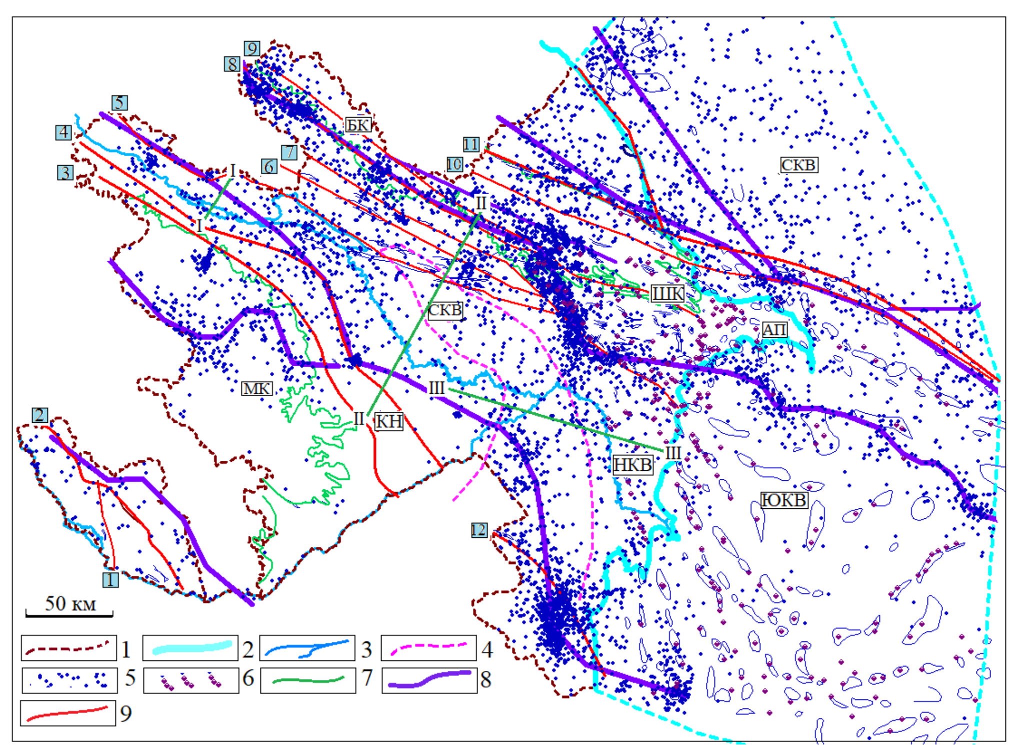


Рис.3.12. Карта эпицентров произошедших за 2003-2019 гг. землетрясений с магнитудами Ml>3 по данным Сейсмологической службы Азербайджана. На карте линиями красного и фиолетового цветов отмечены тектонические разломы согласно геолого-геофизическим и сейсмологическим данным соответственно.

1– государственная граница; 2 – береговая линия Каспийского моря; 3 – русла рек Кура и Араз; 4 – Талыш-Вандамская зона поднятий, 5 –эпицентры землетрясений; 6 – грязевые вулканы, 7 – линии отработки региональных сейсмических профилей, 8 – линии тектонических разломов по геолого-геофизическим данным, 9 – линии предполагаемых разломов по данным ссейсмологических наблюдений (определены авторами книги)

Внутри квадратов отмечены основные структурные единицы: БК – Большой Кавказ; МК – Малый Кавказ; СКВ – Среднкуринская впадина; НКВ – Нижнекуринская впадина; ЮКВ – Южно-Каспийская впадина; СКВ – Средне-Каспийская впадина; ШК – Шамахы-Гобустанский прогиб; АП – Абшеронский прогиб; ТВ – Талыш-Вандамская зона мезозойских поднятий (Саатлы-Гейчайский выступ); КН – Гарабахская низменность.

Тектонические разломы: 1 – Чалхангала-Неграм; 2 – Нахчыван; 3 – Малый Предкавказский; 4 – Курский; 5 – Удабно-Еркидарский; 6 – Удабно-Гейчай – Аджычай-Алятский; 7 – Северокахетинско-Южноаджиноурский; 8 – Кварели-Габала-Герадил; 9 – Гайнар-Зенги; 10 – Мелкемуд-Герадил; 11 – Газмагрыз-Сиязань; 12 – Предталышский

Среднекуринский прогиб разделённый Талыш-Вандамским мезозойским выступом (иногда называют Саатлы-Гейчайским), разделённый на два сегмента, выполнен относительно мощными толщами кайнозойских, мезозойских и предположительно палеозойских отложений. В западной части прогиба (Междуречье Кура-Габырры) верхний структурный этаж осадочного комплекса отложений, представленный молассовыми образованиями и смятый в узкие линейные складки общекавказским простиранием, осложнён надвигами, по которым северо-восточные крылья складок надвинуты на юго-западные (рис.3.13). С глубиной происходит упрощение складок, в низах майкопской свиты и палеогеновой эпохи, как правило, наблюдается затухание надвигов. Во второй части впадины мезозойские отложения практически не дислоцированы. В прогибе юрские и меловые отложения, характеризующиеся блоковым строением, расположены над доальпийском фундаментом с гетерогенной структурой, сложенной гранитоидами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Этот интервал геологического этажа (юра-мел) наследует строение фундамента (рис 3.14).

Морфоструктура погребенного фундамента предопределила различную мощность осадочного слоя в Среднекуринской впадине. Здесь поверхность мезозоя залегает на глубинах 3-5 км на западе и 1-6 км на востоке, а консолидированной коры – на глубинах 6-10 км на западе и 6-16 км на востоке.

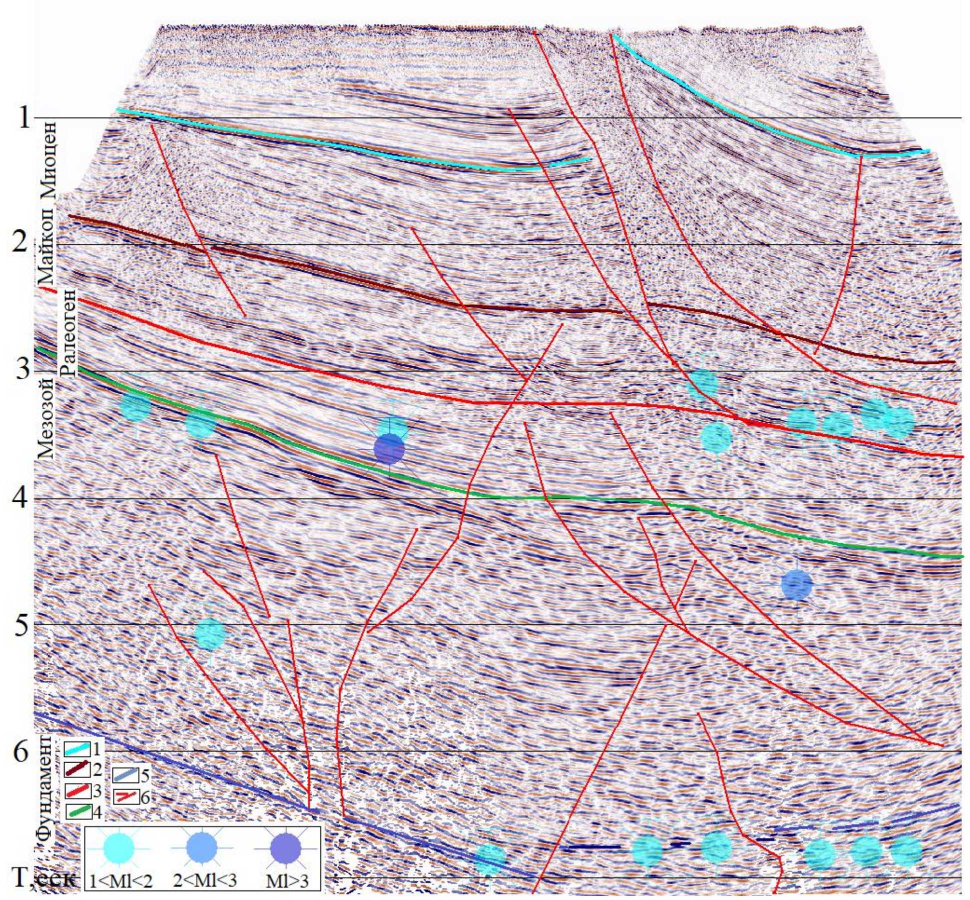


Рис.3.13. Сейсмический временной разрез по профилю, отработанном в ЮЗ-СВ направлении, на западной части Среднекуринской впадины (линия I-I, на рис. 3.11 отмечена зеленым цветом). В нижнем левом углу рисунка внутри прямоугольника разноцветными кругами отмечены магнитуды землетрясений: Сейсмические горизонты по поверхностям: 1 – миоцена; 2 – майкопа; 3 – эоцена; 4 – мезозоя; 5 – фундамента; 6 – тектонические разломы и трещины.

В Нижнекуринской впадине консолидированная кора с гетерогенной структурой залегает на глубинах от 6 км на юго-западе до 20 км на северо-востоке. Покрыта она осадочным комплексом палеоген-четвертичных отложений. Согласно [Керимов и др., 2002; Юсубов, 2020, 2021], впадина обособляется на северо-востоке Аджичай-Алятским, а на запад–юго-западе Пердмалокавказким и Талышским разломами. Нам представляется, что последние два разлома являются составными частями единого разлома. На юге-западе впадины до Предталышского разлома обособляется Джалилабадский прогиб.

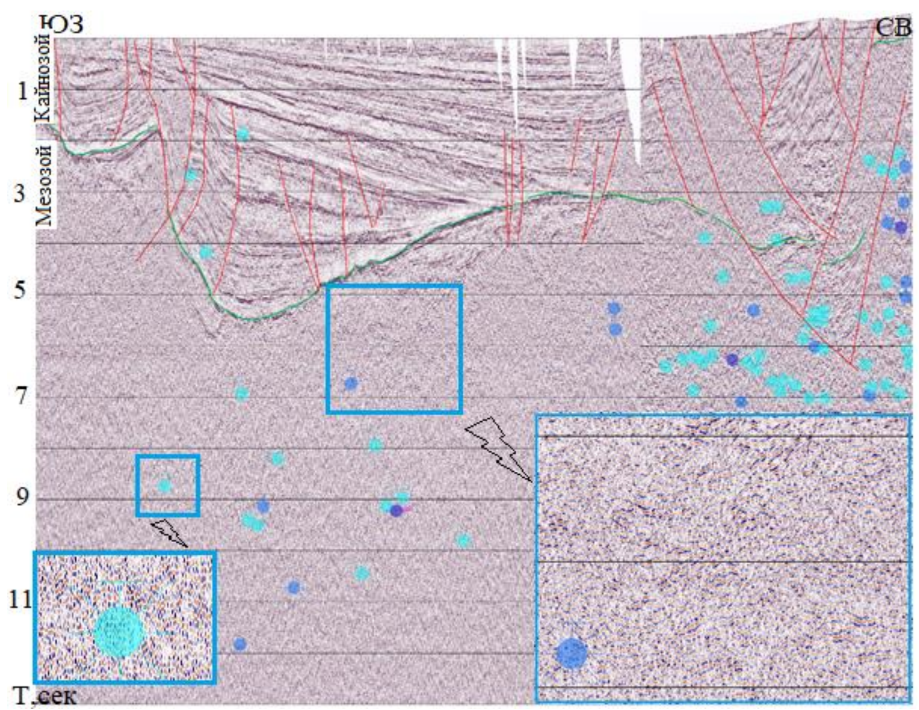


Рис.3.14. Сейсмический временной разрез по профилю, отработанному в ЮЗ-СВ направлении в центральной части Среднекуринской впадины (линия II-II, на рис. 3.11 отмечена зеленым цветом). Внутри прямоугольников, показанных в увеличенном масштабе, видно, что среда характеризуется гетерогенной структурой. Условные обозначения указаны на рис.3.13.

Между Средне- и Нижнекуринскими прогибами по кровле меловых отложений однозначно вырисовывается Кюрдамир-Саатлинский выступ северо-запад–юго-восточного простирания (рис. 3.12 и рис. 3.15). Здесь кровля меловых пород залегает на глубинах 3.5-4.5 км против 6-8 км в ограничивающих его с северо-востока и юго-запада прогибах. Восточное крыло данного поднятия резко погружается в сторону Каспийского моря, а на западе – в сторону Евлах-Агджабединского прогиба. Как указано выше, имеющиеся представления о том, что данный выступ ограничен двумя крупными разломами – Западно-Каспийским на востоке и Имишлы-Гёйчайским на западе [Геология Азербайджана, том IV, 2005] не подтверждаются результатами интерпретации данных [Юсубов, 2017а; Юсубов 2017б; Юсубов, 2020] сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ), выполненной в 2017-2018 гг. Интересно, что плотность распределения эпицентров землетрясений на территории, занимаемой этим выступом, и в зонах Средне- и Нижнекуринской впадин почти одинаковая.

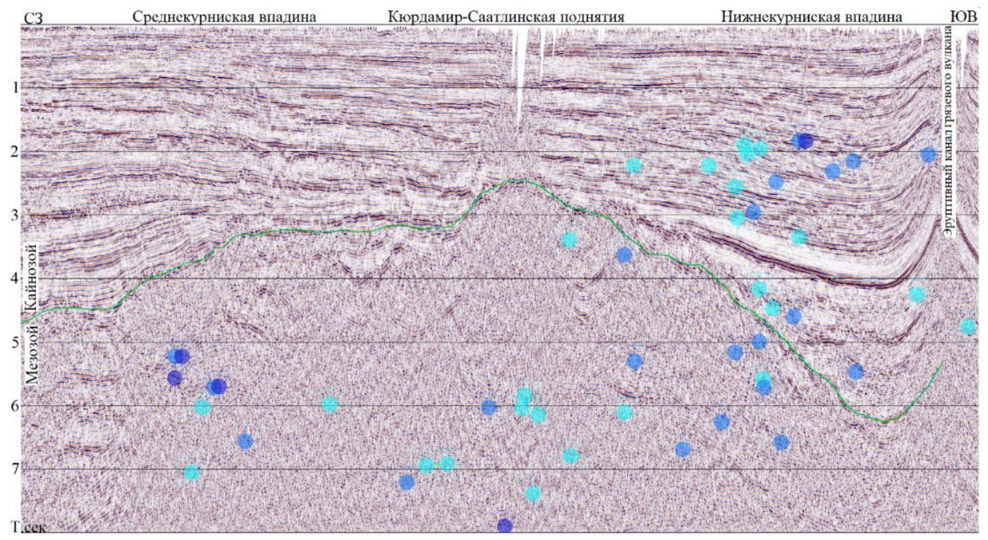


Рис.3.15. Сейсмический временной разрез по профилю, отработанному в СЗ-ЮВ направлении. В центральной части разреза отчетливо видно Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие с гетерогенным строением, разделяющее Среднекуринскую и Нижнекуринскую впадины (линия III-III, на рис. 3.11 отмечена зеленым цветом). По временному разрезу видно, что мезозойский интервал характеризуется гетерогенной структурой. Условные обозначения указаны на рис.2.

На основе современных сейсмических данных и оцифровки тектонической карты поверхности кристаллического фундамента нами построена новая схематическая карта тектоники Азербайджана (рис.3.12). Согласно предложенной нами карте кристаллический фундамент территории Азербайджана делится в основном на пять тектонических блоков по кристаллическому фундаменту: Среднекуринскую впадину (СК); Южно-Каспийскую впадину (ЮКВ) вместе с Шамахы-Гобустанским (ШК), Нижнекуринским (НК) и Абшеронским (АП) прогибами; Средне-Каспийскую впадину; области Большого и Малого Кавказа (БК и МК, соответственно). Следует отметить, что в блоках СК и ЮК условия бассейнов осадконакопления мезозойского комплекса отложений схожи, однако палеоисточники сноса терригенного материала и палеоречные артерии транспортировки существенно отличаются.

Мы рассматривали и возможность оценки тектонического районирования с использованием данных сейсмологических наблюдений, зарегистрированных в период с 2006 по 2019 гг. По сгущающимся местоположениям эпицентров землетрясений удалось провести несколько линий и оценить пересекаемые ими зоны, как предполагаемые полосы раз-

ломов (фиолетового цвета). Один из них проходит вдоль восточной части хребта Большого Кавказа и далее продолжается в Южно-Каспийской впадине. Другие линии разломов проходят параллельно в Средне-Каспийской впадине и вдоль Малого Кавказа с продолжением у подножий Талышких гор. При этом обращает на себя внимание ряд пятен относительно изометрической или неправильной формы плотных сгущений эпицентров. На наш взгляд, это связано с разветвлением основных тектонических разрывов в этих регионах. Не исключается также вероятность сгущения эпицентров из-за восходящих потоков глубинных флюидов, которые играют важную роль в процессах текто- и сейсмогенеза [Лук, 2019]. На карте отчетливо видно, что территорию ЮКВ можно отнести к асейсмичной категории.

На рис.3.12 отображено сопоставление результатов тектонического районирования согласно сейсмическим (линии с красным цветом) и сейсмологическим (линии с фиолетовым цветом) данным.

Выводы к главе 3

1. Кристаллический фундамент территории Азербайджана делится в основном на пять тектонических блоков: Среднекуринскую впадину, Средне-Каспийскую впадину, Южно-Каспийскую впадину, области Большого и Малого Кавказа. Следует отметить, что в указанных впадинах условия бассейнов осадконакопления мезокайнозойского комплекса отложений схожи, однако палеоисточники сноса и палеоречные артерии транспортировки терригенного материала существенно отличаются.
2. Результаты выполненного исследования показали, что выводы исследователей о механизме образования ГВ, связанном исключительно с тектоническими разломами (разрывами), не подтверждаются результатами структурной интерпретации данных сейсморазведки МОГТ, охватывающих глубины до 30 км.

ГЛАВА 4

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

4.1.Обзор литературных данных

Начиная с середины XX века многими исследователями рассмотрен и вопрос о связи грязевого вулканизма с сейсмичностью территории. В частности, эти сведения приведены в работах Г.В.Абиха (1863), Н.В.Малиновского (1938), Ф.С.Ахмедбейли (1975), З.З.Султановой (1969, 1986), А.А.Якубова, Ад.А.Алиева (1987), А.И.Алиева, М.М.Рзаева (1984), Р.Р.Рахманова (1987), Ад.А.Алиева, А.Г.Гасанова, А.Я.Кабуловой (1989), Ад.А.Алиева (1992), Б.М.Панахи (1987, 1998) и др.

В работах [Али-заде, 1985, Алиев, 2011] отмечается, что в периоды активизации землетрясений «оживляется» сеть региональных разломов и нарушений, в результате этого эруптивный аппарат ГВ заполняется новыми порциями углеводородных газов, приводящими к значительному возрастанию давления и нарушению геостатического равновесия в канале вулканов, что вызывает новые извержения. Т.е. авторы работы [Али-заде, 1985; Алиев, 2011] связывают грязевой вулканизм с разломной тектоникой. В главе 4 мы указали, что в регионе развития грязевого вулканизма нет тектонических разломов, следовательно, такой связи быть не может.

В работе [Алиев и др., 2001] почти с аналогичным подходом анализируется связь ГВ с сейсмичностью территорий. Только автор увеличил интервал анализа от 1810-1980 до 2001 год. Он пишет: «…Как уже отмечалось в одной из наших публикаций [Алиев и др., 2001], уверенно причинная связь извержения грязевых вулканов с подземными толчками устанавливается тогда, когда очаг землетрясений и грязевой вулкан находятся в пределах одной разломной структуры, и если вулкан накопил достаточную энергию для пароксизмальной деятельности, т.е. землетрясения играют как бы роль «спускового механизма» в грязевулканическом процессе…». Можно сделать вывод, что землетрясения, происшедшие на соседней разломной структуре, не будут влиять на окружающую среду. Неясен подход автора к механизму распространения сейсмических волн, порождаемых землетрясением.

Далее в [Алиев, 2014] отмечается, что 64% всех зафиксированных ГВ происходило с интервалом покоя до 15 лет. Такая проблема рассмотрена и в работах [Ализаде, 1985; Алиев, 2011]. При сопоставлении их

мы обнаружили незначительную разницу между выводами, приведенными в этих работах. Отметим, что в работе [Ализаде, 1985; Алиев, 2011] анализировались события, происходящие до 1980 г. Автор работы [Алиев, 2014] пишет, что на основе статистического анализа данных зафиксированных извержений ГВ в Азербайджане и произошедших землетрясений за 20 лет (1987-2007 гг.) получены новые факты, наглядно подтверждающие установленную связь грязевулканического процесса с сейсмичностью. Т.е. выполненный им сравнительный анализ событий (ГВ и землетрясений) позволил констатировать существование парагенетической связи между активизацией грязевулканической деятельности и сейсмичностью. Был сделан вывод о том, что сильные землетрясения (M≥4,5) «провоцируют» пароксизмы извержения грязевых вулканов, т.е. последние следует рассматривать как следствие землетрясений, эпицентры которых могут находиться на разных расстояниях от вулканов. При этом извержения ГВ могут совпадать по времени или следовать с некоторым опозданием (от нескольких дней до месяца) за землетрясением при условии, что грязевой вулкан накопил достаточную энергию для бурного проявления. В период же подготовки слабых сейсмических событий обычно происходят аномальные изменения в составе флюидов, выносимых вулканами, как результат их активизации перед землетрясениями.

В одной из работ отмечается, что выраженной корреляции между извержениями грязевых вулканов и землетрясениями не наблюдается [Шехали, 2013]. По мнению автора, практически совпадающим с выводами других исследователей этой проблемы, в большинстве случаев сейсмические толчки играют лишь роль спускового крючка, вызывающего извержение грязевых вулканов, накопивших для этого достаточно энергии.

В работе [Устюгов, 2019] с аналогичным подходом обсуждаются закономерности извержений грязевых вулканов Азербайджана за последние два столетия. «…Среднегодовое количество извержений остается примерно постоянным с 1946 г. и составляет около 3.7 событий в год. Сделана оценка полноты каталога извержений, которая по нашим расчетам составляет примерно 53 %. Максимумы и минимумы грязевулканической активности повторяются через определенные промежутки времени. По первым оценкам длительность этих циклов составляет 15–20 лет. Проанализирована частота извержений грязевых вулканов. Установлено, что повторные извержения происходят, как правило, спустя относительно небольшой интервал времени: в течение четырех лет происходят около 28 %, а в течение десяти лет – около 52 % извержений. Вы-

полнен поиск возможных корреляций с сильными сейсмическими событиями. Показано, что землетрясения могут выступать триггером для грязевулканических извержений. Определены потенциально возможные случаи отклика грязевых вулканов Азербайджана на землетрясения. Однако извержения наблюдались только для небольшой доли этих случаев. В то же время высокой активности грязевых вулканов не всегда предшествовали какие-либо сильные землетрясения. В качестве первичного анализа эруптивной деятельности грязевых вулканов Азербайджана был построен график ежегодного числа извержений в период с 1810 по 2018 гг. Хорошо видно, что интенсивность извержений распределена неравномерно в разные промежутки времени и неуклонно увеличивается к концу периода наблюдений. Поэтому весь период наблюдений можно разделить на четыре промежутка времени (отметим, что авторы работы [Али-заде, 1985; Алиев, 2011] делят на 5 интервалов), в каждом из которых интенсивность извержений примерно одинакова. Среднегодовое количество извержений грязевых вулканов за 1810-1846 гг. и 1846-1900 гг. составляет примерно 0.3 и 0.8 соответственно. Уже с 1900 до 1946 гг. среднее количество извержений увеличилось примерно вдвое и составило 1.9 событий в год. С 1946 г. и по настоящее время среднее количество извержений остается примерно постоянным и составляет 3.7 событий в год...». Из этого не вытекает вывод об однозначный связи между извержениями ГВ с землетрясениями.

При анализе литературных данных складывается нелогичная ситуация. Получается, что во время землетрясения начинают извергаться вулканы, удаленные от эпицентра землетрясения на десятки, а то и сотни километров, а вулканы, находящиеся значительно ближе к нему, остаются в покое. Считается, что это происходит оттого, что энергии, накопленной в газовых очагах близлежащих вулканов недостаточно для начала извержения даже с учетом влияния вибрации, вызываемой сейсмическими толчками. С другой стороны, удаленный вулкан, практически полностью восстановивший свою энергию к началу землетрясения, под влиянием вибрации пробуждается.

Проанализировав статистические данные, авторы работ (Абих, 1939; Алиев, 1980; Алиев, 2001; Алиев, 2009; Алиев, 2011; Алиев А.И., 2011; Ахмедбейли, 1975; Малиновский, 1938; Панахи, 1993; Панахи, 1998; Martinell, 2003; Mellors, 2007) заключают, что существует однозначная связь грязевых вулканов с сейсмичностью. Они утверждают, что сильные землетрясения «провоцируют» извержение вулкана, и это базируется на многочисленных фактах.

Как отмечается в работе [Алиев, 2014], нередки случаи, когда активизация грязевулканической деятельности происходит перед землетрясением, в период его последней стадии подготовки. В течение ряда лет (1978-1985 гг., 1991-1992 гг.) с помощью геохимических методов прогноза землетрясений проводились режимные исследования вулканов, расположенных в различных районах Азербайджана, особенно в пределах Шамахы-Гобустанского сейсмоактивного района.

Объектом исследования служили 14 вулканов. Проводились замеры дебитов флюидов, изучался состав газов и вод с двух и более грифонов. Вариации химического состава флюидов сопоставлялись с количеством происшедших в этот период землетрясений с учетом бальности 3-4 по шкале Рихтера. Были выявлены закономерности в изменениях содержания некоторых компонентов газа (CO_2, He) и вод (B, SO_4^{2-}, Cl^-) в сторону аномального их увеличения в периоды активизации вулканов, предшествующих сейсмическим событиям в регионе [Алиев, 2014].

Исследования последних лет показали, что сильные землетрясения (M>4-5) «провоцируют» пароксизмы извержения вулканов, т.е. последние следует рассматривать как следствие землетрясений. Наглядным подтверждением этому является рекордное количество извержений (16 вулканов), зафиксированных в 2001 г. на Абшеронском п-ве, в Каспии и особенно в Гобустане после Каспийских землетрясений 25 ноября и 6 декабря 2000 г. и последующих сейсмических событий в Южном Каспии к югу и юго-востоку от г. Баку. В ноябре извергался ГВ Кечалдаг на Абшеронском п-ве, в январе – Дурандаг в Гобустане, в марте – морской вулкан Бузовна Пильпиляси на Абшеронском архипелаге, в мае – Чигил-дениз на Бакинском архипелаге, в июне и октябре – Кейреки и Локбатан. В феврале 2002 г. произошло повторное извержение Кейреки, а в октябре – островного вулкана Сенги-Муган. Автор работы [Алиев, 2014] связывает последнее извержение вулкана Гызмейданы, произошедшее весной 2001 г., с землетрясением, отмеченном в Каспийском море 25 ноября 2000 г.

Ниже приводятся некоторые зафиксированные извержения грязевых вулканов, происшедшие в период 1987-2004 гг. после сейсмических событий (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Землетрясения			Грязевые вулканы
Местонахождение очага	Дата сейсмического толчка	Название	Дата извержения
Шамахы	27.06.1987	Гызмейдан	01.07.1987
Ширван	07.03.1988	Айрантекен	20.03.1988
Нижнекуринская впадина	02.06.1990	Ахтармаарды	27.06.1990
Мараза	02.05.1991	Шихзарли	05.1991
Средний Каспий	27.09.2000	Кечалдаг	10.10.2000
Южный Каспий	25.11.2000	Агтирме	12.2000
Южный Каспий	05.03.2001	Бузовна Пильпиляси	21.03.2001
Южный Каспий	25.11.2000 20.05.2001	Чигил-дениз	30.05.2001
Южный Каспий	11.02.2002	Кейреки	28.02.2002
Гаджигабул	28.07.2004	Дурандаг Айрантекен	12.08.2004 22.08.2004
Шамахинский р-н	18-20.2013	Шихзарли	20.12.2013
Абшеронский архипелаг	06.02.2017	Отманбоздаг	06.02.2017
Бакинский архипелаг	02.05.2017	Локбатан	02.05.2017
Абшеронский архипелаг	13.05.2017	Кейреки	12.05.2017
Гобустан	18-19.09.2018	Отманбоздаг	23.09.2018
Агсу-Исмайыллы	05.02.2019	Гушчу	13.02.2019

В работе [Алиев, 2014] отмечается, что «… таким образом, с учётом магнитуды землетрясения, глубины очага, энергетического класса, расстояния между эпицентром и вулканом установлено, что землетрясения играют роль «спускового механизма» в грязевулканическом процессе. Извержение вулкана совпадает по времени или следует с некоторым опозданием за землетрясением. При этом причинная связь уверенно устанавливается, когда очаг землетрясения и грязевой вулкан находятся в пределах одной разломной структуры или в радиусе 80-100 км от образовавшейся зоны напряжения. Чем продолжительнее стадия «покоя» вулкана для накопления энергии, тем мощнее его извержение. В генетическом отношении оба эти природные явления связаны с тектоническим напряжением, накапливающимся в земной коре, которое и

обуславливает их взаимодействие [Алиев, 2001; Mellors, 2007]. В результате долгосрочного мониторинга газа на вулкане Дашгил в режиме реального масштаба времени установлено, что вариации потока газа имеют нестационарный характер, и после сейсмической активизации в верхней части выводного канала вулкана отмечается увеличение порового давления до 2.4 кПа (Гулиев, 2009)…».

4.2. Некоторые доказательства отсутствия связи ГВ с сейсмичностью

С целью выявления связи между грязевулканической и сейсмической активностью нами были проанализированы статистические данные по зафиксированным землетрясениям и извержениям с 2003 по 2019 гг. За рассматриваемый период произошло 10013 землетрясений с магнитудой более 2.5. Таким образом, ежегодно на территории, охваченной грязевым вулканизмом и вокруг нее, происходит в среднем 589 таких землетрясений (в день 1.61), однако в этот период было зафиксировано всего 65 (в день 0.01) извержений грязевых вулканов. К тому же, их точное количество неизвестно. Надо отметить, что оба события происходят в результате высвобождения накопившейся в недрах земли энергии за длительный период времени. При этом источники энергии, вызывающие землетрясения и извержения ГВ, различаются по своим механизмам. Отметим, что при этом области распространения грязевых вулканов и землетрясений частично совпадают (рис 4.1).

Интересно, что за исключением северо-западной части площади (Шамахы-Гобустанский район) территорию, охваченную грязевым вулканизмом, можно считать асейсмичной (см. 3.11 и рис.4.1). Конечно, это не исключает, что находящийся на удалении очаг землетрясения не повлияет на площадь распространения грязевого вулканизма. Ясно, что сейсмические события влияют на весь ареал распространения грязевых вулканов независимо от расстояния между очагом землетрясения и корнями ГВ, однако массового пробуждения грязевых вулканов никогда не наблюдалось. Следовательно, прямой связи грязевого вулканизма с сейсмичностью территорий не существует, и установление такой связи практически невозможно, что отчетливо подтверждается гистограммами обоих событий (рис.4.2). Гистограммы охватывают период с 2003

по 2019 гг. Сопоставление частот извержений ГВ и возникновения землетрясений показывает, что очень часто при происхождении землетрясений процесс извержения грязевых вулканов находится в покое. Наблюдаются и противоположные случаи. Например, при минимальном количестве (163 событий) происхождения землетрясений в 2004 г., отмечается максимальное число извержений ГВ (9 раз). А в 2012 году наблюдалась обратная картина – при происхождении 1374 землетрясений извержение ГВ было зафиксировано всего 1 раз.

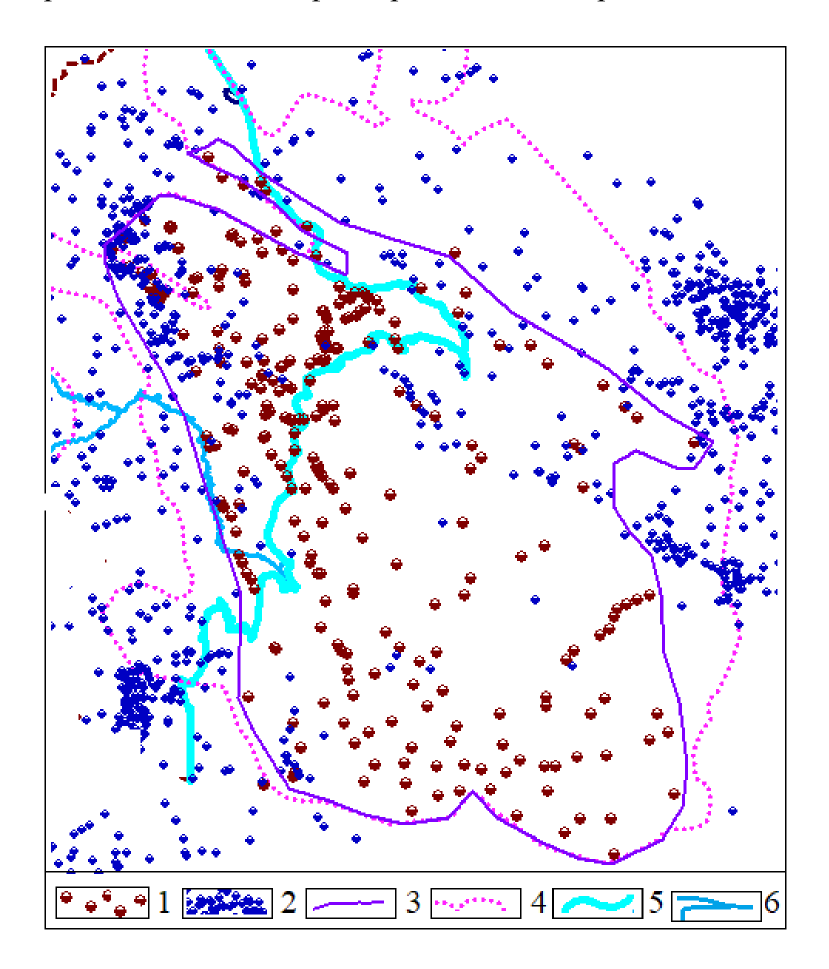


Рис.4.1. Области распространения ГВ и эпицентров землетрясений. 1 – ГВ, 2 – эпицентры землетрясений, 3 – контур площади распространения ГВ, 4 – контур площади развития майкопских отложений, 5 – береговая линия Каспийского моря, 6 – русла рек Кура и Араз

В 2008 году под руководством одного из авторов настоящей книги (Н.П.Юсубов) были выполнены 3D сейсморазведочные работы МОГТ на территории Гобустана. Трехмерные сейсмические наблюдения выполнялись на площади 230 кв.км, где располагаются 8 ГВ (Б.Канизадаг, К.Канизадаг, Торагай, Готурлуг, Дашгил, Шыхлар, Готурдаг, Бахар-Алятский мысь), а в ближайшей периферии их насчитывается более 20 (рис 4.3).

В течение 6 месяцев в районе работ была произведено 26580 (рис 5.4) воздействий на грунт свип-сигналом с целью возбуждения сейсмических волн. Были использованы 4 вибратора с общим весом 110 тонн с пиковым усилением на грунт 4x276 к.н., которые в течение 18 сек с 4-кратным накоплением (общее время сотрясения на каждой точке 72 сек) излучали в среду сейсмические волны с энергией, эквивалентной ~2.0 кг тротила, что равносильно землетрясению с магнитудой ~ Ml=1.5. При этом не было отмечено ни одного случая активизации ГВ. Следует отметить, что при этом непосредственно в центре кратера (на вершине эруптивного канала) Большой Канизад площадью 0.025 км^2 было отработано 100 физических точек с вышеприведенными праметрами. Этот факт указывает на то, что данный вулкан исчерпал свой потенциал к извержению. Данные сейсморазведки показывают, что таковым является и вулкан Нахчыван в морской акватории. Процесс извержения не наблюдался и на действующих вулканах (Бахар, Дашгил и др.), на кратерах которых или около них также были отработаны многочисленные физические точки.

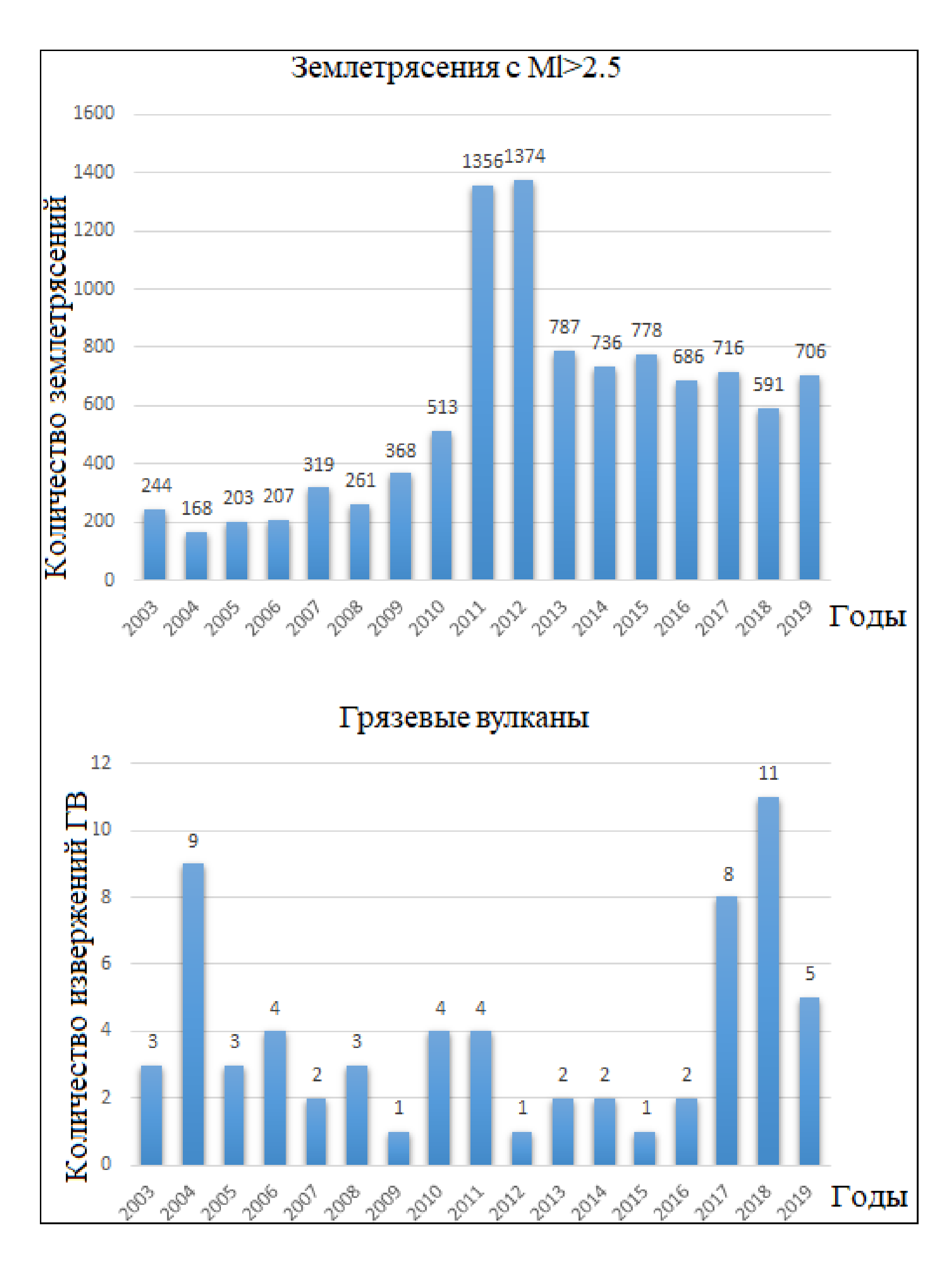


Рис.4.2. Зависимость извержений грязевых вулканов от землетрясений.

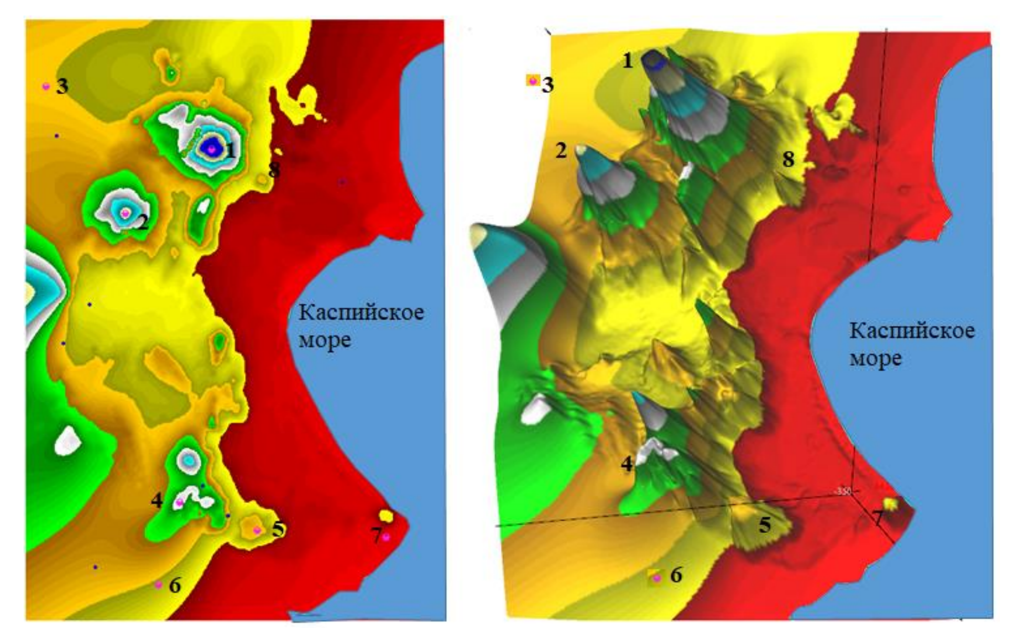


Рис.4.3. Морфоструктурные карты района, выполненные по данным геодезических измерений (плотность наблюдений 50х50 м). Слева – двухмерная, справа – трехмерная карты рельефа. Цифрами отмечены местоположения ГВ, расположенных на площади: 1 – Б.Кянизадаг, 2 – К.Кянизадаг, 3 – Торагай, 4 – Готурлуг, 5 – Дашгил, 6 – Шыхлар, 7 – Готурдаг, 8 – Бахар-Алятский мыс.

Этот факт является дополнительным доказательством отсутствия связи между этими интересными природными событиями.

Отметим, что по сравнению с сейсмическими волнами, излучаемыми из очагов землетрясений, возбуждаемые сейсмическими вибраторами свип-сигналы более выскочастотные. Энергия излучаемых от вибраторов свип-сигналов сотрясает геологическую среду в длительном временном интервале более интенсивно, чем волны от землетрясений. Этот факт указывает на то, что связи между извержениями ГВ и землетрясениями нет. Возможно, иногда отмечаются случайные совпадения.

Рассмотрим связь ГВ и землетрясений на основе карты их размещения (рис.3.11 и рис. 4.1). Как видно из карты, существуют зоны с совпадающими насыщенными эпицентрами (гипоцентрами) землетрясений и ГВ (юго-восточное погружение Б.Кавказа). Также имеются зоны, где количество ГВ больше чем эпицентров землетрясений (Южно-Каспийская впадина). Причем как показывают результаты сейсморазведки, именно в последних зонах практически все ГВ являются действующими независимо от сейсмических событий. В то же время в областях наибольшего скопления эпицентров, как показывают многие исследова-

тели этого вопроса [Али-заде, 1985; Алиев, 2014; Устюгов, 2019], извержения ГВ происходят с периодами покоя от 5 до 10 и от 10 до 15 лет. Эти данные потверждены и нами на основе статистических данных об извержении ГВ (см гл.1.5). Таким образом, как видно, прямой связи с сейсмическими событиями и извержениями ГВ не наблюдается.

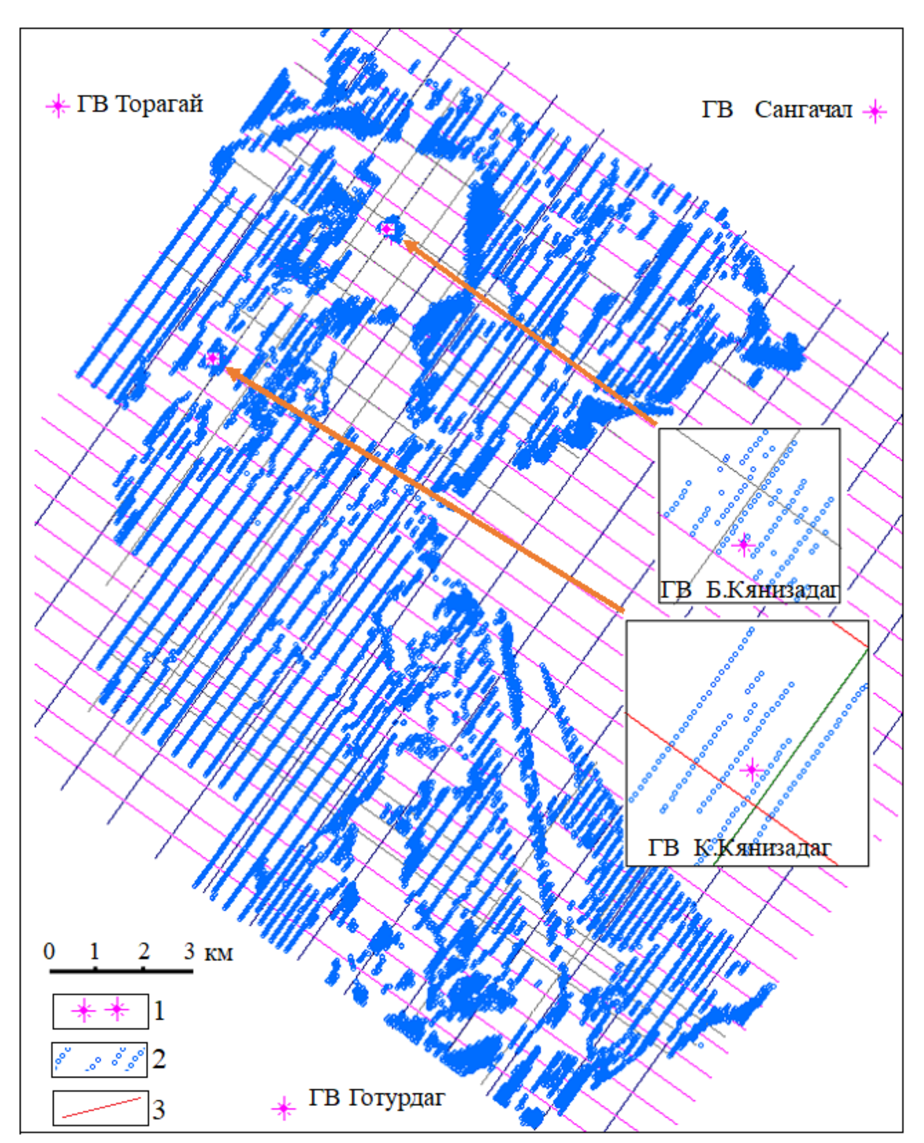


Рис.5.4. Схема расположения ГВ (1), точки размещения вибраторов возбуждения свип-сигналов и линии размещения групп сейсмических приборов (2), линии наблюдения искуственно возбуждаемого отраженного волнового поля (3) сейсмическими вибраторами

Выводы к главе 4

1. Проведенный статистический анализ пространственного распределения землетрясений и ГВ показывает, что процессы извержения ГВ и возникновение землетрясений не имеют генетической связи. Эти выводы подтверждаются и тем фактом, что большая часть территории, где развит грязевой вулканизм, относится к асейсмичной категории.
2. Процессы, связанные с возникновением землетрясений, происходят мгновенно и не могут усиливать геостатическое давление, действующее на пространство, с которым связан корень эруптивного канала, т.е. увеличивать объем питающей жидкости в эруптивном канале. Следовательно, землетрясения не могут быть причиной (вызывать) эксплозивного извержения грязевого вулкана, которое является обычным явлением в практике наблюдений. Вывод подтверждается и результатами статистического анализа данных о землетрясениях и грязевом вулканизме (рис. 4.2).

ГЛАВА 5.

О КОРНЯХ ГВ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Этот раздел книги составлен по данным работ [Гулиев, 2004; Dimitrakopolos, 1987; Гулиев, 1999; Гулиев, 2001].

5.1. Газовая фаза

Газы грязевых вулканов представлены предельными и непредельными углеводородами (УВ) и главным образом состоят из метана (CH_4) (79-98%), небольшой примеси этана (C_2H_6) и других неуглеводородных газов – CO_2 (0.54-10.3%), N_2, H_2S, Ar и He [Гулиев, 2004]. Изотопный состав углерода (ИСУ) метана варьирует от -61‰ до -36‰. Количество CO_2 в УВ газах вулканов обычно не превышает 10%. Так, содержание углекислоты в газах вулканов Азербайджана варьирует в пределах 0.01-8.6%, в среднем не превышая 3.0%. Количество азота в рассматриваемых газах изменяется в диапазоне от 0.06 до 11.7%. Содержание инертных компонентов незначительно и, как правило, выражается тысячными и сотыми долями процентов, достигая иногда в среднем до 0.012%. В небольшом количестве в составе газов присутствует и водород (H_2), в среднем до 0.006%, редко достигая 0.026%

Следует отметить, что химический состав газов грязевых вулканов в пределах различных регионов различен, даже в пределах одного крупного вулкана из-за наличия разных подводящих каналов, связанных с различными глубинами залегания источников питания УВ, наблюдаются различные по химическому составу газы.

По содержанию в газах грязевых вулканов тяжелых углеводородов (ТУ) можно определить их принадлежность к газам чисто газовых залежей или нефтяных месторождений. В газах вулканов, связанных с нефтяными залежами, содержание ТУ сравнительно высокое.

Содержание ртути в газах грязевых вулканов меньше по сравнению с газами нефтегазовых месторождений. Высокие показатели ртути (0.7 мкг/м^3) зафиксированы на вулкане Чеилдаг (Гобустан). При этом подобная концентрация ртути хорошо коррелируется с повышенным содержанием в тех же газах гелия (1.2 %) в сравнении с другими вулканами региона. Активные грязевые вулканы характеризуются и ртутными аномалиями в приземной атмосфере. Локальные газовые ореолы

ртути (0.1-0.2 мкг/м^3 на высоте 1-1.5 м) приурочиваются к постройкам грязевых вулканов и их активным каналам (Алиев, 1992).

Для около 75% вулканов ИСУ метана составляет от -50‰ до -40‰, что соответствует средней стадии зрелости метана. Для 15% вулканов характерен метан с тяжелым ИСУ (от -40‰ до -36‰), свойственный метану поздней стадии зрелости (рис.5.1а). В целом по изотопному составу метана наблюдается [Гулиев, 2004] отчетливая зональность в пространственном распределении грязевых вулканов (рис.5.2). Наиболее изотопно тяжелые, а следовательно, катагенетически зрелые газы типичны для вулканов Шамахы-Гобустанской зоны (в среднем $\delta^{13}C$=-40‰ при содержании жирных газов 0.1%). В сторону Нижнекуринской и Южно-Каспийской впадины изотопный состав углерода метана существенно облегчается (в среднем $\delta^{13}C$=-47‰ при содержании жирных газов 2.1%), соответствуя по степени зрелости ранней и средней стадии катагенеза продуциирующего его органического вещества. Такая зональность связана с различными геологическими условиями формирования и сохранения УВ газов в осадочной толще. Неглубокое залегание и обнажение на территории Шамахы-Гобустанской зоны нефтегазопроизводящих палеогеновых отложений, высокая степень их нарушенности и сейсмическая активность этой зоны являются причиной потери молодых незрелых газов. Раскрытость и интенсивная дегазация отложений в этой зоне подтверждается широким распространением проявлений углеводородов, тогда как значительные скопления последних отсутствуют.

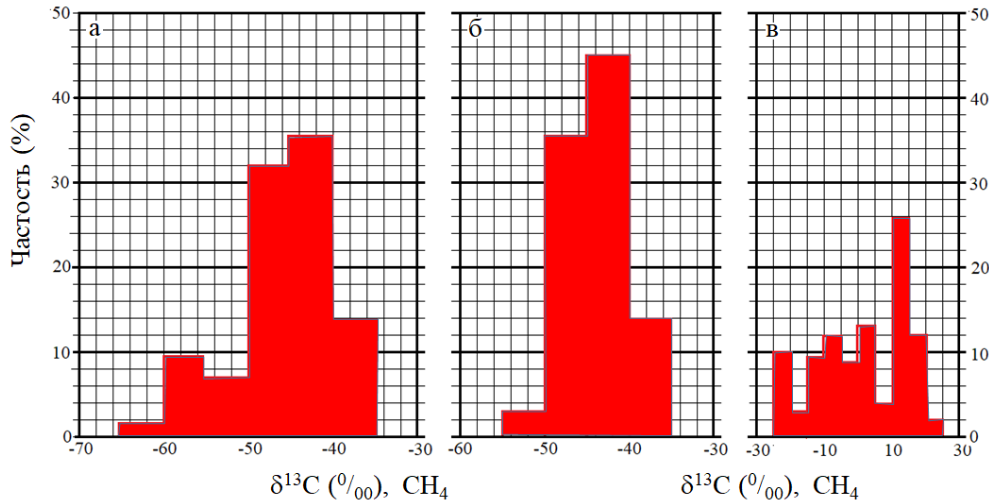


Рис.5.1. Распределение метана в грязевых вулканах (а), нефтяных месторождениях (б) и углекислоты газов грязевых вулканов (в) ЮКВ

Палеоген-миоценовый комплекс Нижнекуринского прогиба перекрыт мощной толщей (до 8 км) плиоцен-четвертичных отложений. Здесь значительно меньше грязевых вулканов и ниже частота их извержений в сравнении с Шамахы-Гобустанской зоной. Малое число естественных нефтегазопроявлений и наличие крупных нефтегазовых скоплений в резервуарах плиоцен-четвертичного комплекса свидетельствуют о хорошей сохранности УВ и низкой дегазации отложений.

Изучение ИСУ CO_2 газов грязевых вулканов выявило его вариацию в очень широких пределах: от -49‰ до +25‰, что указывает на присутствие CO_2 различного генезиса: метаморфогенного (от +8‰ до -4‰), термокаталитического (от -16‰ до +2‰), биохимического (<-16‰), гидротермального (от -7‰ до 0‰) (рис.6.3) ($\delta^{13}CCH_4$ - $\delta^{13}CCO_2$). Главный максимум охватывает интервал от +16‰ до +10‰, соответствующий ультра тяжелым $\delta^{13}CCO_2$, а побочные от +2‰ до -2‰ и от -6‰ до -10‰ (рис.5.1в). Естественно, особый интерес вызывают вулканы со сверхтяжелым ИСУ CO_2 ($\delta^{13}C$>+8‰), на долю которых приходится около половины всех изученных объектов. Источник такого CO_2 на грязевых вулканах оставался невыясненным. Как показали наши исследования ИСУ газов нефтегазовых месторождений западного борта ЮКВ, сверхтяжелый по ИСУ CO_2 свойственен газам месторождений, где нефтяные залежи локализованы на незначительных глубинах, температура пласта не достигает 70°С, а нефти в значительной степени окислены и биодеградированы. В газах этих месторождений наблюдается положительная корреляция между $\delta^{13}C$ углекислоты и общим содержанием CO_2. Общеизвестно, что окисление жидких углеводородов сопровождается обильным выделением новообразованного CO_2, а опыт изучения ИСУ такого CO_2 показывает, что он ультратяжелый [Dimitrakopolos, 1987].

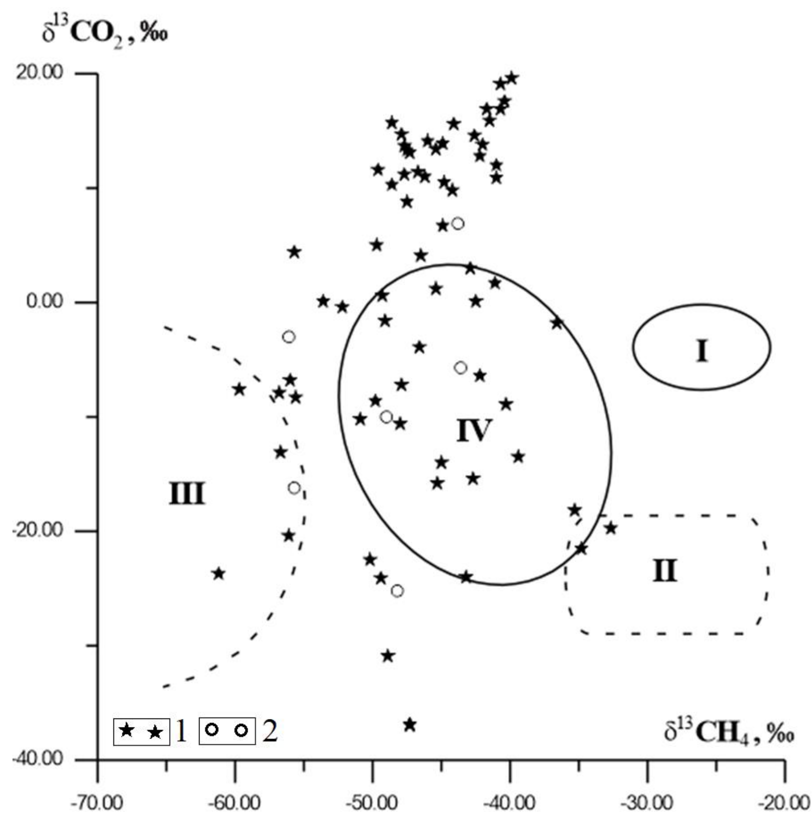


Рис.5.2. Соотношение изотопного состава углерода метана и углекислого газа в газах грязевых вулканов ЮКВ: 1 – грязевые вулканы западного и 2 – восточного бортов ЮКВ (I - гидротермальные газы, II – термометаморфические (пиролиз) газы, III – почвенные и болотные газы и IV – газы (глубины > 1 км) нефтяных месторождений).

Надо подчеркнуть, что в газах грязевых вулканов, так же как в газах месторождений, наблюдается взаимосвязь между $\delta^{13}C$ углекислоты и общим содержанием CO_2. Таким образом, наличие сверхтяжелого по ИСУ CO_2 в газах грязевых вулканов позволяет утверждать о присутствии в разрезе грязевулканических структур скоплений жидких УВ, подвергающихся интенсивной бактериально-окислительной деструкции. Следует подчеркнуть, что важность выявленной изотопно-геохимической закономерности ограничивается не только идентификацией грязевых вулканов, но может быть успешно применена в условиях ЮКВ как надежный геохимический индикатор при поисках скрытых скоплений жидких углеводородов.

5.2.Нефти грязевых вулканов

Нефти грязевых вулканов в сильной степени окислены и биодеградированы. Изотопный состав углерода в нефтях изменяется от -28.5‰ до -25.4‰ (в насыщенной фракции). На основании выявленной в нефтях разновозрастных резервуаров ЮКБ изотопной метки удалось определить вклад различных стратиграфических комплексов в формирование нефтяных залежей [Гулиев, 1999; Гулиев 2001]. Нефти, генерированные палеоген-нижнемиоценовым (эоцен, майкоп, чокрак) комплексом, изотопно легкие ($\delta^{13}C$=-28.5‰ – -27‰), тогда как средне- и верхнемиоценовые (диатомовые) нефти – изтопно тяжелые ($\delta^{13}C$>-24.5‰) (рис.5.3).

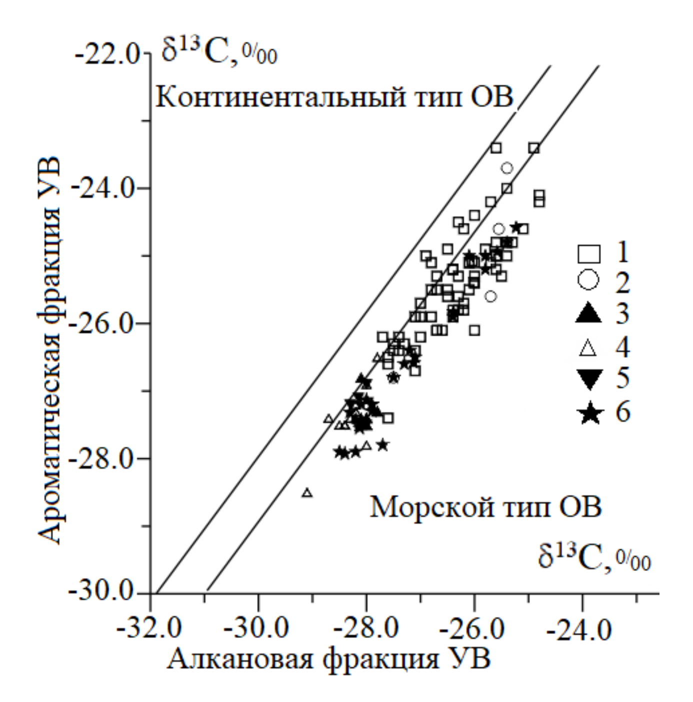


Рис.5.3. Изотопно-геохимическая корреляция нефтей разновозрастных резервуаров и грязевых вулканов ЮКВ: 1-5 – нефти из резервуаров (1 – плиоценового, 2 – диатомового, 3 –майкопского и чокракского, 4 – эоценового, 5 – верхнемелового комплексов), 6 – нефти грязевых вулканов.

Изотопно-геохимические исследования нефтей нефтепроявлений, ассоциирующиеся с грязевыми вулканами, показывают, что здесь выделяются нефти с типичной палеоген-нижнемиоценовой изотопной меткой углерода, а также нефти, являющиеся смесью нефтей, продуциро-

ванных палеоген-нижнемиоценовым и диатомовым комплексами отложений. Весьма примечательно, что нефти с типично диатомовой изотопной меткой практически не были выявлены.

Около 50% грязевых вулканов выделяют исключительно палеоген-нижнемиоценовые нефти. В 17% грязевых вулканах характерными является нефти преимущественно из диатомового комплекса отложений, а в 33% отмечается смесь, состоящая из примерно одинакового долевого участия нефтей из палеоген-нижнемиоценового и диатомового комплексов (рис.5.4).

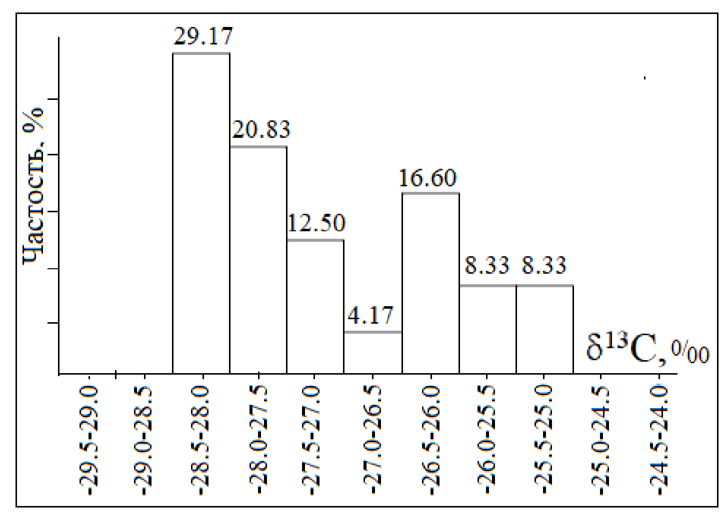


Рис. 5.4. Частости распределения $\delta^{13}C$ в нефтяных и грязевых вулканах ЮКБ

Заслуживает внимания закономерное пространственное расположение грязевулканических нефтепроявлений, согласно которому объекты с преимущественно диатомовой составляющей в нефтях обособляются в крайне отдаленной северо-западной части ЮКБ, зоне сопряжения Нижнекуринского и Шамахы-Гобустанского прогибов **(**рис.5.5**)**. В тектоническом отношении границей этих структур является глубинный Аджичай-Алятский разлом, по которому палеоген-нижнемиоценовые отложения юго-западного борта Шамахы-Гобустанской тектонической ступени надвинуты на средне-верхнемиоценовые и плиоценовый комплексы северо-восточной части Нижнекуринской ступени. Идентичность изотопного состава углерода нефтей в надвинутой пластине и перекрытой ступени указывает на то, что питающий грязевые вулканы нефтяной очаг находится в пределах главным образом диатомового комплекса Нижнекуринской впадины. Данный вывод находит свое подтверждение и в одинаковой наиболее низкой степени зрелости нефтей этой

группы грязевулканических проявлений и нефтей северной части Нижнекуринской впадины (Каламадын, Малый Харами).

5.3. Воды грязевых вулканов

Воды, связанные с грязевыми вулканами ЮКБ, включая грязевые вулканы восточного борта, слабо минерализованные, в основном гидрокарбонатно-натриевые. По изотопному составу водорода и кислорода воды абсолютно всех грязевых вулканов существенно отличаются от пластовых вод нефтегазовых месторождений и характеризуются обогащенностью дейтерием (δD) и $\delta^{18}O$ до +3‰ и +11.2‰ соответственно (рис.5.6). Анализ закономерностей распределения показывает, что большая часть значений лежит для $\delta^{18}O$ в интервале 4‰…10‰, а для δD – -30‰ … 0‰.

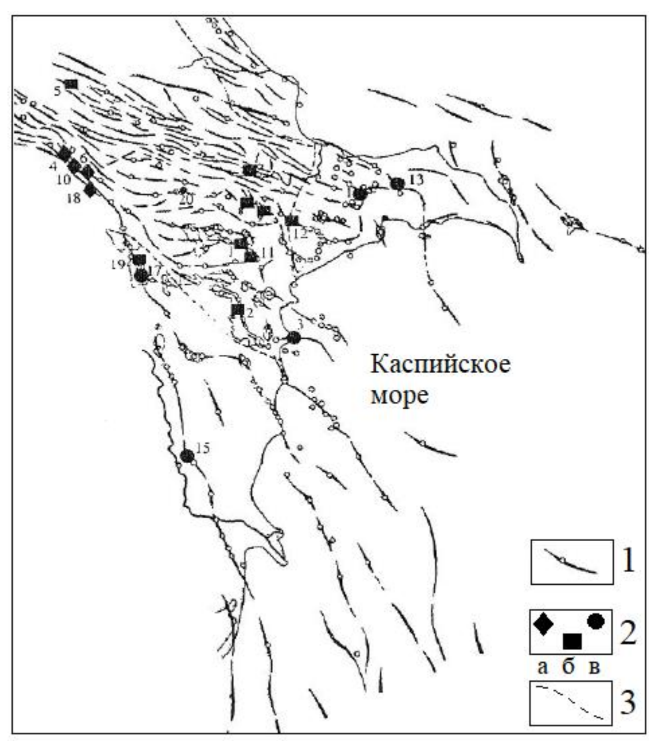


Рис.5.5. Пространственное распределение грязевых вулканов ЮКБ по изотопной метке углерода нефтей: 1 – антиклинальные структуры, 2 – грязевые вулканы, выделяющие нефти с: а – диатомовой изотопной меткой, б – палеогеновой изотопной меткой, в – состоящих из смеси палеогеновых и диатомовых нефтей, 3 – границы между нефтегазоносными районами.

По изотопным характеристикам воды грязевых вулканов сильно соответствуют дегидратационно-метаморфогенному и конденсатному генетическим типам. Автор работы [Гулиев, 2004] объяснил обогащенность δD и $\delta^{18}O$ также явлением подземного испарения, связанного с многократными (тысячекратными и более за геологическую историю) грязевулканическими извержениями с выбросом углеводородно-паровой изотопно-облегченной смеси, в результате которых в очаге накапливаются изотопно-тяжелые воды.

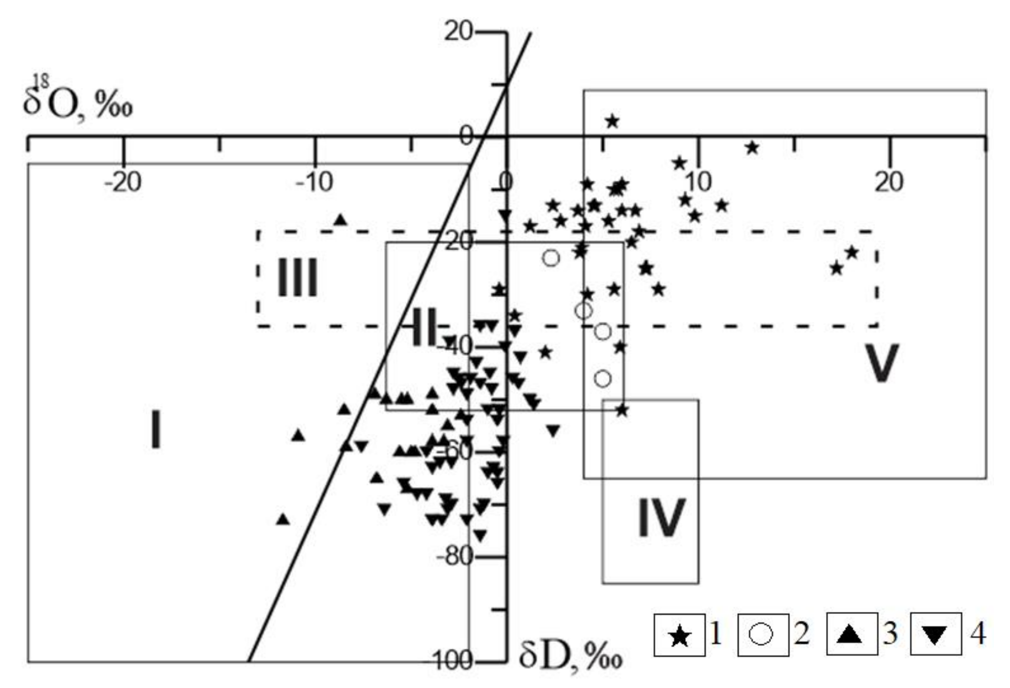


Рис.5.6. Соотношение изотопов водорода и кислорода в водах вулканов и нефтегазовых месторождений ЮКВ. Поля типов вод: I – метеорные; II – океанические; III – конденсатных месторождений; IV – дегидратационные и метаморфогенные. 1 и 2 – воды грязевых вулканов соответственно западного и восточного бортов ЮКВ; 3 и 4 – пластовые воды нефтяных месторождений западного и восточного бортов ЮКВ соответственно.

Вариации возраста пород-выбросов и брекчии в широком интервале от мелового до плиоценового сильно затрудняют определение стратиграфической и глубинной приуроченности очага углеводородных флюидов, выделяемых грязевыми вулканами. Определенную помощь в этом могут оказать количественные расчеты, базирующиеся на экспериментально выявленной зависимости между ИСУ газов и уровнем их катагенной зрелости (Ro) [Faber, 1987]. Опираясь на эту зависимость, а

также данные отражательной способности витринита (Ro), в исследуемом регионе можно оценить гипсометрическую глубину расположения очага изучаемого газа и, в частности, газа конкретного грязевого вулкана.

Для определения этим методом гипсометрической и стратиграфической глубины очага газов грязевых вулканов использовалась зависимость между ИСУ этана и Ro (δ^{13} CC_2H_6(°/oo) = 22.6 1g Ro(%)-32.2 [Faber, 1987].

Количественные рассчеты, основанные на этой зависимости, показывают, что зрелость этана грязевых вулканов, расположенных в различных частях западного борта Южно-Каспийской впадины, составляет 1.3-1.79% (Ro). Исходя из замеров Ro в ЮКВ до глубины 6100 м и экстраполяции ее значений до глубокопогруженных горизонтов, гипсометрическая глубина приуроченности этана изучаемых грязевых вулканов в исследуемом регионе находится в пределах 6-8 км. Эти глубины в северной и северо-западной бортовых частях впадины соответствуют юрско-меловому комплексу отложений. В центральной более погруженной части бассейна (юго-восточный Гобустан) очаг образования этана расположен на глубинах, соответствующих палеоген-миоценовому комплексу. В этой связи весьма ценны результаты изучения газогидратов, образующих значительные скопления в донных осадках и грязевулканической брекчии глубоководной части Каспийского моря (Гинсбург, 1988). Визуально содержание газогидратов в породе варьируют от 2-3% до 25-30% от объема колонки керна. Химический состав газов гидратов представлен метаном (58.7-87.8%), этаном (10.4-19.4%), пропаном (1.6-15.8%), бутаном (0.4-2.68%), пентаном (0.00-0.68%).

Изотопный состав углерода метана газогидратов варьирует от -44.8‰ до -55.3‰, а этана – от -28.4‰ до -25.7‰. Расчетная зрелость этана, вычисленная по зависимости $\delta^{13}C$ C_2H_6 – Ro составляет 1.47-1.94%, что соответствует глубинам более 10 км и стратиграфической приуроченности очагов генерации газов к миоцен-палеогеновым отложениям.

Следует подчеркнуть, что полученные результаты находят свое закономерное подтверждение и в соотношении инертных компонентов (He/Ar_r) в газах грязевых вулканов. Максимальные величины He/Ar_r, равные 2.5, крайне характерные для мезозойского структурного этажа, установлены в газах грязевулканических нефтепроявлений отдаленных северной и северо-западной зон ЮКВ, приуроченных к меловым отложениям. В грязевых вулканах, выделяющих изотопно-легкие нефти с

палеоген-нижнемиоценовой изотопной меткой, He/Ar_r отношение составляет 0.5, что также свойственно газам, генерируемым в данном комплексе отложений. Газы вулканов с изотопно-тяжелыми диатомовыми нефтями характеризуются He/Ar_r=0.13-0.17.

Оценка зрелости нефтей грязевулканических проявлений по эквиваленту отражательной способности витринита (Ro), вычисленной по степени ароматизации стерана (C_{28} triaromatic/C_{28} triaromatic+C_{29} monoaromatic), показывает невысокий уровень их превращенности (Ro=0.46-0.64%) [Гулиев, 2001].

Таким образом, различный уровень зрелости УВ газов и нефтей грязевых вулканов показывает, что очаги нефте- и газообразования смещены относительно друг друга и приурочены к различным гипсометрическим и стратиграфическим уровням.

Несколько сложнее определить глубины формирования водных флюидов. Детальное изучение свойств пород кайнозойских отложений Южно-Каспийской впадины установило, что для относительно молодых нижнеплиоценовых отложений Нижнекуринской впадины и Бакинского архипелага характерно отсутствие заметных катагенетических преобразований глинистых минералов, несмотря на большие глубины залегания. В них без заметного катагенетического изменения на глубинах, превышающих 6000 м, сохраняется высокодисперсный набухающий минерал – монтморилонит (Хеиров, 1987). Глинистые породы прошли лишь стадию протогенеза и местами подстадию $МК_1$ и $МК_2$ мезокатагенеза. Из этого следует, что глинистая толща еще не реализовала и сохраняет потенциал генерации дегидратационных вод. Известно, что интенсивная дегидратация глин, связанная с высвобождением межслоевой воды, происходит при переходе монтморилонита в гидрослюду. Эта трансформация происходит при температуре 120-150°С, которая при нормальном геотермическом градиете (3°С/100м) соответствует условиям глубин 4-5 км. В условиях ЮКВ, в частности в Нижнекуринской впадине и Бакинском архипелаге, из-за аномально низких значений геотермического градиента (1.3-1.7°С/100м) данный процесс сильно замедлен. Здесь на глубине 6000 метров температура не превышает 100-110°С. Следовательно, при среднем градиенте 1,5°С/100м температурные условия для перехода монтморилонита в гидрослюду и формирования изотопно-тяжелых водных флюидов могут быть достигнуты на глубинах 9-10 км и более. Это согласуется с результатами геофизических исследований (корреляционный метод преломленных волн и глубинное

сейсмическое зондирование), согласно которым в разрезе Южно-Каспийской впадины на глубине 8-12 км прослеживаются региональные зоны сильно разуплотненных глинистых пород (Блох,1977). Надо полагать, что именно этим интервалам соответствуют области гидрослюдизации монтморилонитовых компонентов глин, образования аномально-высоких пластовых и поровых давлений и сопряженных с ними текстур палеоплывунов и гидроинъекций.

Формирование метаморфогенных водных растворов при таком термальном режиме недр Южно-Каспийской впадины следует предполагать в интервалах глубин 20-25км, где температура должна достигать 250°С.

В северо-западной и северной прибортовых частях бассейна в пределах Шамахы-Гобустанской и Абшеронской зон геотермический градиент несколько выше (2-2.2°С/100м), поэтому очаги генерации дегидратационных и метаморфогенных водных флюидов здесь имеют несколько меньшую гипсометрическую приуроченность относительно осевой и глубокопогруженной частей впадины.

Таким образом, вышеизложеное свидетельствует о существовании в ЮКВ нескольких стратиграфически и гипсометрически обособленных очагов образования флюидов в мезозойских, палеоген-нижнемиоценовых и диатомовых отложениях. Это значит, что в условиях ЮКВ с мощностью осадочного выполнения, достигающего 25-30 км, и низким геотермическим градиентом следует ожидать чрезвычайно растянутый интервал флюидогенерации. В действительности, как показывают модельные построения для наиболее погруженной части Южно-Каспийской впадины – участка Зафар-Машал – Алов, зона нефтегазообразования “растянута” на 8-10 км с верхней границей 10 км и нижней – 18-20 км (Lerche, 1997; Гулиев, 2001). Наличие столь мощной зоны “нефтяного” и “газового” окна в центральной части Южно-Каспийской впадины позволяет прогнозировать вовлечение в зону углеводородообразования целого комплекса отложений различного стратиграфического возраста от мезозойских до низов плиоценовых.

5.4. Твердая фаза грязевых вулканов

При каждом крупном извержении вулканом из недр выносится около 100-200 тыс.м^3 (иногда и более 1 млн.м^3, о.Гарасу) грязевулканической брекчии, детальное исследование которой дает ценную геологическую информацию о районе расположения грязевого вулкана.

В грязевулканической брекчии установлено около 90 минералов и 30 микроэлементов. Весьма характерными микроэлементами брекчии являются бор, ртуть, марганец, барий, стронций, щелочные металлы – литий, рубидий и цезий. Эти элементы являются непременными компонентами грязевулканической брекчии, и их содержание во много раз превышает кларковые значения указанных элементов для осадочных пород. Повышенная бороносность (до 0.4%) брекчии характерна для всех районов развития грязевого вулканизма. Весьма значительны (до 1%) концентрации марганца. При этом независимо от возраста пород брекчии и от региона они преимущественно связаны с карбонатными породами. Повсеместны вышекларковые значения в грязевулканической брекчии бария и стронция, а иногда и ртути (до 10^{-4}%). Повышенное содержание ряда элементов – бора, лития, рубидия, цезия в брекчии, в ряде регионов зарубежных стран – ртути и мышьяка свидетельствует и о возможности их накопления в процессе грязевого вулканизма.

В комплексе исследований вулканов важное значение придается изучению геохимических особенностей органического вещества (ОВ) грязевулканической брекчии, особенно нефтенасыщенных пород, что дает конкретную информацию о стратиграфической приуроченности УВ скоплений. Южно-Каспийская впадина вследствие высокого темпа седиментации является относительно холодной. Геотермические градиенты варьируют от 20^0С/км в Куринской впадине до 15^0С/км в самом ЮКВ. Поэтому нефтематеринские породы остаются незрелыми для генерации нефти до глубины 6 км. Обогащенные органическим веществом породы майкопской серии олигоцен-нижнемиоценового возраста являются основными материнскими породами для залежей нефти и газа в бассейне и присутствуют в выбросах вулканов. Эти породы характеризуются общим содержанием органического углерода до 7% (весовых) и водородными индексами до 500 мг УВ/г $C_{орг}$ (рис.5.7). В этих породах преобладает морское, водорослево-аморфное органическое вещество, накопленное в условиях от слабокислородной до безкислородной обстановки. Высокое содержание водорослевого материала в керогене также подтверждается преобладанием нормальных стерановых биомаркеров C_{27} (Isaksen, Алиев, et al., 2000).

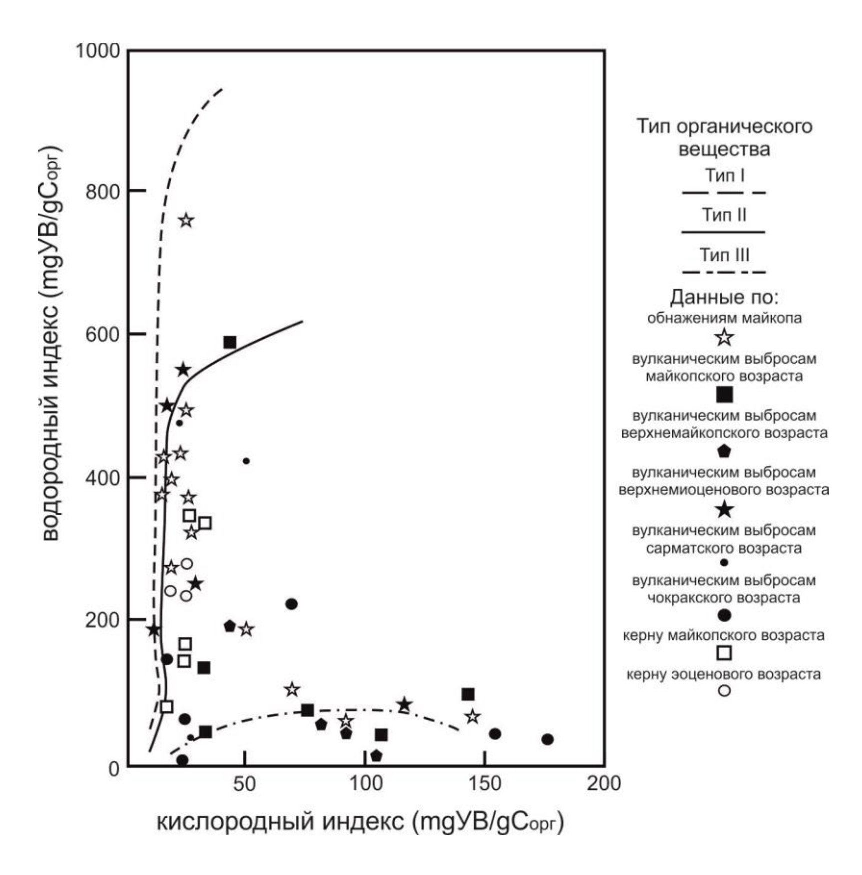


Рис. 5.7. Результаты геохимических исследований отложений эоцена, майкопа и верхнего миоцена (Isaksen et al., 2000)

Средне-верхнемиоценовые (диатомовые) отложения юго-восточного Гобустана и северной части Бакинского архипелага, вынесенные на поверхность грязевыми вулканами, также характеризуются высоким нефтегенерирующим потенциалом. Кероген большей части этих отложений соответствует II типу. Содержание $C_{орг}$ достигает 7,8%, а водородный индекс изменяется в пределах от 107 до 708 (среднее 308) мг УВ/г $C_{орг}$.

В последние годы получены новые данные о нефтематеринских свойствах богатых органикой эоценовых терригенно-карбонатных пород, особенно горючих сланцев из выбросов вулканов Абшеронского п-ва и Шамахы-Гобустанского района (Боздаг-Гюздек, Отманбоздаг, Шихзаирли, Нардаранахтарма, Дурандаг и др.). Геохимический анализ (пиролиз) этих пород свидетельствует о возможности при благоприятных условиях генерации УВ на больших глубинах (6.7 км).

Радиоактивность пород и брекчии на изученных вулканах изменяется в широких пределах от 5.5 до 25 мкР/ч. Низкие значения характерны для пород плиоценового возраста, высокие – для пород палеогена, а также отмечены в центральной части кратера вулкана. Установлены полукольцевые и кольцевые зоны сравнительно невысоких аномальных значений радиоактивности, окаймляющие кратерную часть (Локбатан, Хамамдаг, Айрантекен), а также аномальные значения в виде линейных зон (о.Харе-Зиря) или локальных участков (Боздаг-Гобу). Аналогичные результаты получены и по некоторым микроэлементам. Так, вышекларковые значения бора, марганца, стронция и щелочных металлов – лития, рубидия и цезия характеризуют свежие излияния вулканической грязи в центральной части кратера вулкана. Вообще, геохимическое поле грязевого вулкана характеризуется также неоднородностью, что обусловлено выносом флюидов (газ, вода, нефть) из различных стратиграфических интервалов разреза кайнозойских отложений.

Выводы к главе 5

1. Согласно изотопно-геохимическим данным флюидогенерация в ЮКВ происходит в широком стратиграфическом интервале отложений – от мезозойских до низов плиоценовых включительно. Корни грязевых вулканов расположены на глубине 10-12 км, что совпадает с зонами активной флюидогенерации. При этом данные сейсморазведки показывает, что они погребены на глубины не более 10-12 км.
2. Зоны нефте- и газогенерации смещены по отношению друг к другу. Зона нефтяного окна в самой глубокопогруженной зоне Южно-Каспийской впадины находится в интервале 6-12 км, газового окна – до 18 км. В бортовых частях бассейна зона газового окна располагается в интервале 6-8 км.
3. Зоны генерации углеводородных газов и водных флюидов гипсометрически и стратиграфически совпадают. Однако нижняя граница зоны генерации водных флюидов находится несколько ниже и охватывает зону генерации термометаморфической углекислоты.
4. Пространственное совпадение зон газогенерации и водных флюидов (дегидратации глинистых минералов) вкупе с высокой скоростью осадконакопления и погружения впадины привели к перенасыщению глинистых толщ газо-водными флюидами, созданию аномально-высоких поровых и пластовых давлений и формированию “разуплотненных возбужденных” тел.

ГЛАВА 6.

НОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

6.1. Неровновесные геологические осадочные системы

Геологические системы, состоящие из чередующихся слоев с низкой и высокой плотностями, неустойчивы в гравитационном поле Земли. В них из-за плавучести материалов с низкой плотностью, погребенных под слоистой геологической средой, сложенной из более плотных пород, формируются волнообразные (рис.6.1) структуры – диапировые складки. В таких системах диапир начинает расти, когда перекрывающий слой сложенного из дифференцированно-плотного (по вертикали и латерали) осадочного материала достигает мощности, под тяжестью которой глинистый слой становится плавучим. По данным [М.Р.Лидер, 1986] глиняные купола в таких системах могут подниматься на поверхность с глубины порядка 150 м. Развитие глиняных диапиров (куполов) приводит к образованию антиклиналей и синклиналей в перекрывающей толще. Такой вывод противоречит сложившему мнению о формировании в зоне развития грязевого вулканизма в ЮКВ и прилегающих к ней регионах антиклинальных структур в результате тектонических сил сжатия, но не отрицает их участие в процессе формирования тектонических дислокаций. Сказанное подтверждается и результатами сейсморазведки, выполненной на Южно-Каспийской впадине (ЮКВ), где многие нефтяные месторождения приурочены именно к таким геологическим структурам.

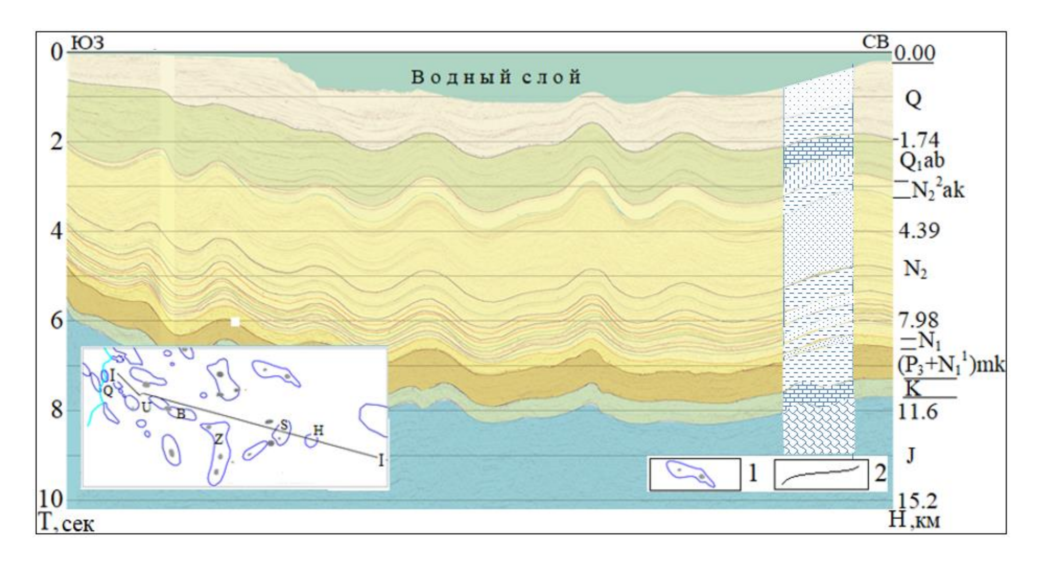


Рис. 6.1.Сейсмогеологический профиль. С правой стороны профиля отмечена стратиграфическая приуроченность горизонтов: Q – современные осадки, состоящие из пластов глин и песков; Q_1ab – Абшеронские отложения, терригенные осадки и известняки; N_2^2ak – отложения акчагыла, серые глины и вулканические пеплы; N_2 – отложения продуктивной толщи, чередования пластов, состоящих из песков, песчаников, алевритов и глин; N_1 – глинисто-песчаные миоценовые отложения; $(P_3+N_1^1)mk$ – глинистые отложения майкопа, обогащенные органическими веществами; K – карбонатные и вулканогенные меловые отложения; J – карбонатные отложения юрского периода.
1 – диапировые структуры и грязевые вулканы, 2 – границы раздела осадочных слоев.

По мнению исследователей, волнообразная форма поверхности соляного слоя и диапиров, образовавшихся на ранних стадиях формирования куполов, проявляет закономерность, которую можно рассматривать как доминирующую длину волны. Например, соляные купола на побережье Мексиканского залива имеют доминирующую длину волны около 10 км. Иногда эту закономерность относят и к площадям развития диапировых складок [Лидер,1986; Гулиев и Кадиров, 2000]. Однако, как показывает наш опыт, этот вывод не подтверждается реальными геолого-геофизическими данными. Как видно на рис.6.2, расстояния между грязевыми вулканами не являются эквидистантными.

В геологических системах, в которой диапир начинает расти, перекрывающий слой слагается из распространенного по площади осадочного материала разной плотности. Этот параметр свойственен большинству осадочных систем.

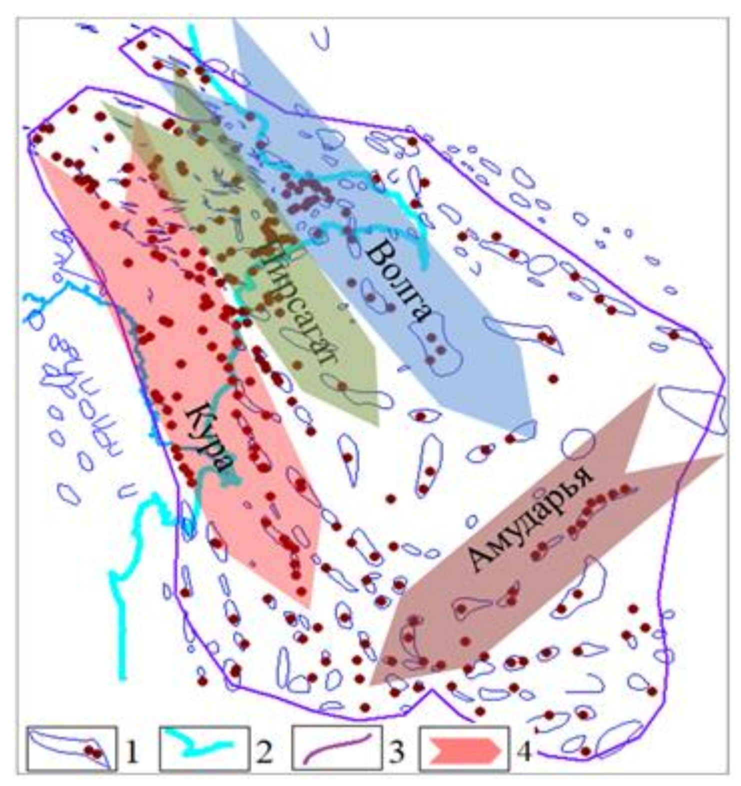


Рис.6.2. Площадь распространения грязевых вулканов на суше и в морской акватории Азербайджана: 1 – грязевые вулканы и антиклинальные складки; 2 – береговая линия Каспийского моря; 3 – контур площади развития грязевого вулканизма; 4 – палеоречные системы, участвовавшие в формировании палеоген-четвертичного интервала осадочного комплекса отложений.

На рис.6.3 видно, что на площади развития ГВ Нахчыван снизу верх амплитуды поднятий увеличиваются, с ростом высоты эруптивного канала этого ГВ, видно, увеличивается и его диаметр (аналогичная картина наблюдается и на рис.1.16 – 1.22). И только с приближением к поверхности осадочного комплекса такая тенденция нарушается. Исходя из этого, можно сделать вывод о некотором снижении здесь интенсивности грязевого вулканизма, начиная с конца сураханского времени (т.е. с начала верхнего плиоцена). При этом отражения от нижних акустических поверхностей (расположенных под эруптивными каналами ГВ), имеющие на геологическом разрезе горизонтальные положения, на временных разрезах представляются в виде куполов, что происходит из-за преломления сейсмических лучей на вышележащих границах раздела пластов и рассеяния энергии отраженных волн. Это хорошо видно из результатов расчета сейсмического разреза по модели, представляющей

геологический разрез, состоящий из чередующихся слоев с низкой и высокой плотностями (рис.6.3). На временном разрезе можно наблюдать, что под диапиром энергия отраженной волны от нижележащей границы ослабевает из-за эффекта рассеяния, преломления и поглощения энергии волн эруптивным каналом. При этом отражения от поверхности горизонтально лежащего пласта представляются в форме купола.

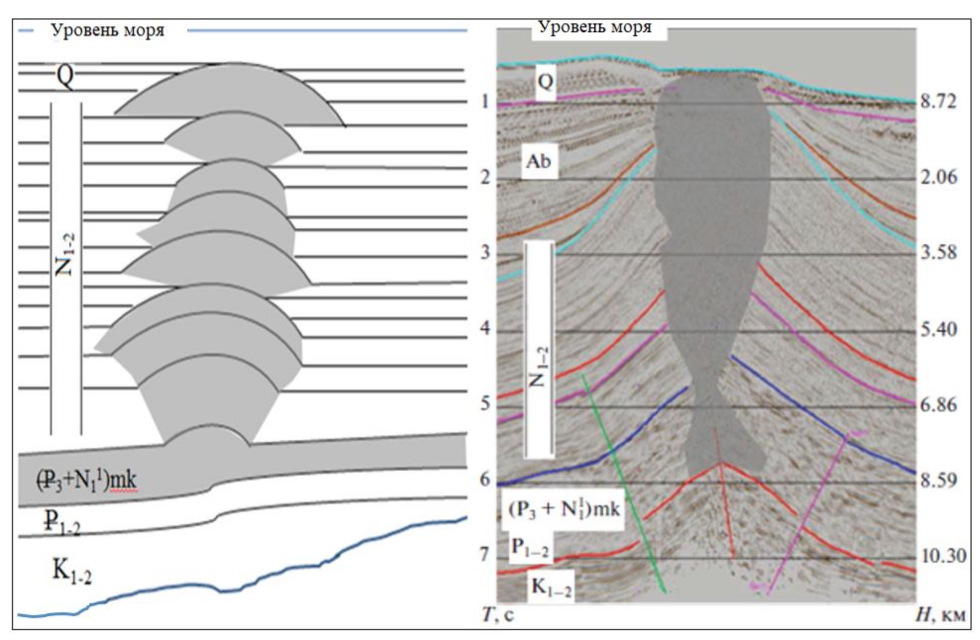


Рис. 6.3. Теоретический модель и сечение эруптивного канала по данным трехмерной сейсморазведки

На рис.6.4 показана геологическая модель двухмерного геологического разреза, в центре которой расположен эруптивный канал грязевого вулкана. На временном разрезе (рис. 6.4в), рассчитанном по этой модели, под эруптивным каналом грязевого вулкана наблюдается волновое поле с искаженными кинематическими и динамическими параметрами. И при этом, как видно на временном разрезе на рис.6.4г, первоначальный геологический разрез восстановлен, можно сказать, полностью после применения процедуры миграционного преобразования по алгоритму Кирхгофа (Клаербоут, 1981). Однако под грязевым вулканом наблюдается волновой фронт отраженных волн, коррелируемый по всему разрезу, который напоминает о том, что здесь имеется отражающий горизонт (М). Это синфазные оси частично кратной отраженной волны, образованной между пластами со скоростями 3.7, 2.1 и 3.2 км/с, т.е. пласт (материнская среда грязевого вулканизма)

расположен между слоями, в которых скорость распространения сейсмических волн высокая по сравнению с ней. Отметим, что это явление часто наблюдается на практике сейсморазведки в ЮКВ. При этом волновой фронт отражений от поверхности нижележащего слоя разрывается на две части, что наблюдается повсеместно на временных разрезах, построенных по полученным в ЮКВ данным.

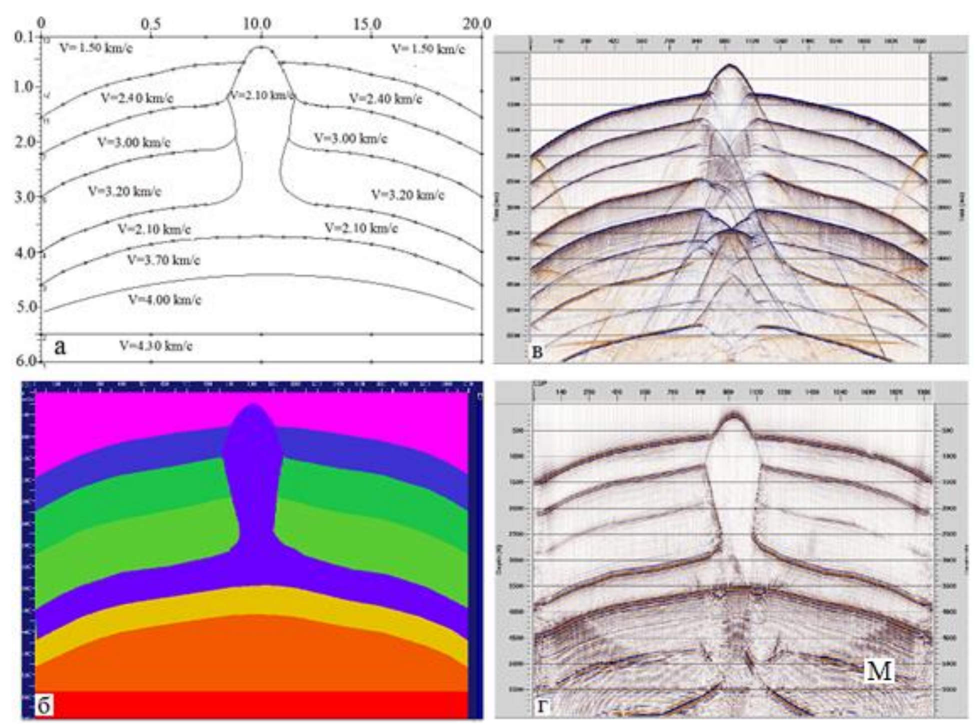


Рис.6.4. Геологическая модель грязевого вулкана (а); модель (б), представленная в цветном изображении, гамма цветов соответствуют скоростям; теоретические временные разрезы (в) до применения миграционного преобразования и после (г) миграции по алгоритму Кирхгофа (Клаербоут, 1981)

6.2. Неустойчивая геологическая система и зона развития грязевого вулканизма

По результатам обобщения накопленной геолого-геофизических информации и интерпретации современных данных сейсморазведки можно сделать вывод о том, что грязевой вулканизм на территории Азербайджана связан с майкопским осадочным палеобассейном площадью 57 000 км^2, заполненным в результате деятельности речных артерий (рис.6.2), привносивших в нее глинистый материал с трех направлений

– с северо-запада (Палеокура и Палеопирсагат), севера (Палеоволга) и северо-востока (Палеоамур). Расчеты показывают, что благодаря активности этих палеорек и опускания дна бассейна здесь создавались условия для накопления со скоростью ~80 м/млн. лет огромного объема ($6.84x10^4$ $км^3$) глинистого материала, богатого органическим материалом [Ализаде, 1975].

По данным 2D/3D сейсморазведки мощность майкопских отложений колеблется от 20 м в краевых, до 1400 м – в центральных, иными словами, в наиболее погруженных частях Южно-Каспийской впадины. Толщина майкопских отложений в Шамахы-Гобустанском прогибе достигает 1400 м на площади Гарадаг. Южнее Абшерон-Прибалаханской зоны поднятий мощности майкопских отложений резко увеличиваются и достигают 1400 м.

В Нижнекуринской депрессии и Южно-Каспийской впадине майкопские глинистые отложения погребены под песчано-глинистыми породами мощностью 8.0 км и более.

Данные геолого-геофизических исследований показывают, что интенсивное погружение ЮКВ началось с олигоцена с накоплением песчано-глинистых осадков мощностью свыше 10 км; в плиоцене процесс прогибания резко ускорился и в результате за 5 млн. лет в бассейне накопились песчано-глинистые отложения общей мощностью более 8.0 км.

В Прикаспийско-Губинском НГР максимальные толщины майкопских отложений установлены бурением и достигают 1200 м (пл. Талаби и др.). В Средне-Каспийском районе по данным глубокого бурения толщина майкопских отложений составляет 30 м в районе структуры Ялама-дениз. В юго–юго-восточном направлении от этой площади толщины майкопских отложений постепенно увеличиваются и составляют около 2300 м в районе Северо-Абшеронской синклинали. Здесь по данным 2D сейсморазведки общая толщина палеоген-миоценовых отложений достигают 3300 м. В этом интервале геологического разреза толщины отложений распределяются в следующей последовательности: миоцен – 300 м, майкоп – 2300 м и палеоген – 700 м.

Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных показывают, что в процессе эволюции бассейна независимо от тектонических процессов (опускание, подъем, наклонение, инверсия и т.д.), обуславливающих трансгрессию и регрессию морской береговой линии, в олигоцен-четвертичный период эволюции ЮКВ, где развит грязевой вулканизм, речные системы занимали одни и те же площади над майкопском бассейном осадконакопления. В результате здесь формировалась геологическая система, состоящая из чередующихся слоев с

низкой и высокой плотностями. В пределах территории развития грязевого вулканизма (рис.6.2) майкопские отложения за короткое геологическое время были погребены на глубину более чем 8.0 км. Скорость накопления этих осадков составляет 320 м/млн.лет.

По результатам исследований, приведенных в главах 2,3,4, можно сделать вывод о том, что майкопский осадочный бассейн, где развит грязевой вулканизм, является уникальным по ряду геолого-геофизических параметров, к числу которых относится:

- высокие скорости погружения и осадконакопления (до 300 м/млн.лет) за очень короткое в геологическом понимании время (миоцен-четвертичный период), при этом сами майкопские отложения накопились со скоростью 110 м/млн.лет;
- формирование покрывающего майкопские глинистые отложения осадочного чехла мощностью 8 км за короткий геологический период осадконакопления;
-песчано-глинистый состав пород, слагающих миоцен-четвертичную часть кайнозойского разреза;
- аномально-низкие температурные градиенты (1.0-1.2С/100м).

Вышеназванные параметры осадочного бассейна создавали геологические системы, состоящие из чередующихся слоев с низкой и высокой плотностями, неустойчивые в гравитационном поле Земли. В них, из-за плавучести материалов с низкой плотностью, погребенных под слоистой геологической средой, сложенной из более плотных пород, формируются волнообразные (рис.6.1) структуры – диапировые складки.

6.3. Свойства майкопских глин – свойства неньютоновской жидкости

Если легкая жидкость находится ниже более тяжелой, система будет гравитационно неустойчивой, при этом более легкая жидкость всегда стремится вверх. Это явление, называемое гравитационной неустойчивостью Рэлея-Тейлора, приводит к образованию трубкообразной интрузии более легкой жидкости в более тяжелую. В подобных структурных системах трубкообразные интрузии легкой жидкости могут выходить на поверхность пласта, состоящего из более плотных пород при мощности последней 150 м. В осадочных системах с подобной структурой глинистая масса ведет себя как неньютоновская жидкость, характерной особенностью которой является текучесть. В природе таким свойством обладают многие насыщенные водой глинистые пласты

[Лидер, 1986]. К неньютоновским жидкостям можно отнести буровые растворы, зубную пасту, жидкое мыло, накопленные в быстропогружающихся бассейнах глинистые осадки. К последним относятся майкопские глинистые отложения, аккумулированные в ЮКВ. Основанием для такого вывода служат природные доказательства (рис 1.4), т.е. в периодах покоя из жерла грязевого вулкана течет смолистая, вязкая жидкость, состоящая в основном из глин и воды.

Неньютоновские жидкости обнаруживают изменчивость молекулярной вязкости в зависимости от усиления напряжения или сдвига. Прилагаемое усилие должно быть достаточно велико, чтобы содействовать молекулярной кинетической энергии в разрыве связей с такой скоростью, чтобы это поддержало течение. Эти жидкости меняют свою плотность и вязкость при воздействии на них физической силой, причем не только механически, но даже звуковыми волнами. Если воздействовать на неньютоновскую жидкость механическими усилиями, жидкость начнет принимать свойства твердых тел и вести себя как твердое тело, и связь между молекулами жидкости будет усиливаться. Если же воздействовать на нее постепенно (или медленно) увеличивающаяся всесторонней силой сжатия, жидкость перераспределяет оказанное на неё напряжение по всему объему равномерно, ведет себя как обычная жидкость и получает форму занимаемого им пространства. Для неньютоновской жидкости вязкость, по определению, зависит только от температуры и давления и мало зависит от сил, действующих на неё, и может меняться в зависимости от приложенного усилия, времени и увеличения скорости сдвига слоев жидкости. При снижении напряжения ее структура восстанавливается. Неньютоновская жидкость не обладает большой подвижностью и отличается от обычной (например, воды) наличием внутреннего трения в состоянии покоя.

6.4. Механизм образования грязевого вулканизма на основе данных сейсморазведки и сейсмогеологического моделирования

Накопленные в элизионных системах глинистые породы под тяжестью верхнего комплекса пород ведут себя как пластичные тела и обретают куполовидную форму (рис. 6.5а и 6.5б). При более длительном непрерывном давлении глинистая масса (находящаяся в ядре), обладающая свойствами ненюьтоновской жидкости (в нашем примере майкопские глины), течет как смола и усиливает процесс изгибания слоев над

куполом. В результате этого процесса в вышележащих пластах над куполом образуются трещины растяжения, по которым жидкость проникает в верхнюю часть полупространства (Лидер, 1986; Сапфиров, 1974). В результате этого геодинамического процесса, называемого неустойчивостью Рэлея–Тейлора, в толще отложений, лежащих прямо над сводом (куполом) интрузии, образуются трещины и разрывные нарушения (рис. 6.5б).

Внедрению интрузии в верхнее полупространство способствует и тот фактор, что жидкость не может проникать в нижнее полупространство из-за постепенно уменьшающегося общего давления в верхнем направлении. Описанный процесс способствует начальному этапу формирования грязевого вулканизма. Далее процесс продолжается согласно модели, показанной на рис.6.5с (фазы 2, 3 и 4). Глиняная масса, выжимаемая (рис.6.5с) в направлении дневной поверхности, создает эруптивный канал грязевого вулкана.

Адекватность модели доказывается и тем фактом, что выбросы грязевых вулканов представлены в основном глинами майкопской серии, обломки вышележащих песчаников и известняков составляют всего лишь 7–8% от общего объема [Якубов, 1971] изверженных пород. Естественно, что в грязевулканической брекчии могут встречаться обломки пород моложе олигоценового возраста, ибо эруптивный канал контактирует с ними по всей высоте эруптивного канала. Присутствие же в составе вулканической брекчии пород древнее олигоценовых обусловлено сносом терригенного материала с прилегающих к майкопскому бассейну осадконакопления территорий, то есть они являются аллохтонами.

Результаты сейсморазведки и сейсмогеологического моделирования показывают, что процесс формирования эруптивных каналов в ЮКВ и в ее прибортовых зонах на суше – в Абшероно-Гобустанском периклинальном и Нижнекуринском прогибах возник в раннем миоцене и продолжается в настоящее время. Надо отметить, что в областях распространения грязевых вулканов мощность отложений неоген-антропогеновой части осадочного комплекса неоднократно превышает мощность отложений майкопской серии. По мере увеличения мощности осадочного чехла грязевые вулканы периодически активизировались, и происходил рост их эруптивных каналов.

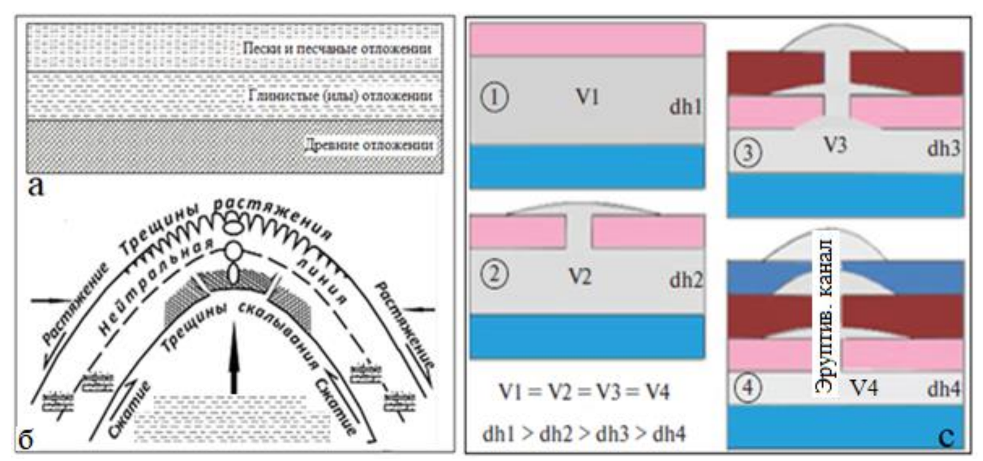


Рис.6.5. Механизм образования глиняного диапира и эруптивного канала ГВ: *1* – глины, обладающие свойствами неньютоновской жидкости; *2* – песчаник; 3 – древние отложения.

Из схематической модели (рис. 6.5с) видно, что на всех стадиях процесса объем грязевой массы сохраняется, что приводит к общему процессу оседания поверхности осадконакопления. Т.е. начальная фаза очага и эруптивного канала ГВ формируется согласно теории неустойчивости Рэлея-Тейлора, а образование последующих фаз происходит безпрерывно за счет геостатического давления, созданного вышележащим комплексом отложений. При недостаточности давления, созданного седиментационной нагрузкой, или увеличении обьема терригенного материала, сносимого в бассейн осадконакопления, а также при нехватке глинистого материала в самой системе формируются погребенные ГВ.

На рис. 6.3 показано вертикальное сечение эруптивного канала грязевого вулкана Нахчыван, расположенного в ЮКВ, по данным трехмерной сейсморазведки. Временной разрез охватывает стратиграфический интервал от юры до антропогена. Купол грязевого вулкана размыт подводными течениями, что свидетельствует о завершении процесса извержения (или сокращении объема выносимой на дневную поверхность грязевой брекчии) вулкана. Видно, что корни грязевого вулкана находятся на уровне эрозионной поверхности мезозойских отложений. Следует отметить, что зона, где нарушается непрерывность при корреляции синфазных осей отраженных от поверхности мезозойских пластов волн (в данном случае, от эрозионной поверхности мезозойских отложений), связана с искажающим влиянием эруптивного канала грязевого вулкана на кинематические и динамические параметры сейсмического волнового поля.

Самые разные формы развития этого процесса (продолжающегося и по настоящее время) запечатлены на временных разрезах (рис. 1.2, 1.12-1.14, 1.16-1.22, 1.24), построенных по данным 2D и 3D сейсморазведки, выполненной в пределах Южно-Каспийской впадины.

Выводы к главе 6

1. В слоисто-неоднородной геологической среде при инверсии плотности система является гравитационно неустойчивой. Это приводит к образованию диапиров, диатрем и интрузий в вышележащей среде. Образование подобного рода интрузий возможно при формировании осадочной системы, состоящей из переслаивающихся глин с песками, что свойственно для рассматриваемой территории. При таких геологических системах интрузии начинают расти и выходить на поверхность с глубины около 150 м. На последующих этапах развития бассейна осадконакопления высота интрузии продолжает расти под геостатическим давлением, созданным вышележащей средой. При более длительном непрерывном давлении глинистая масса (находящаяся в ядре структуры), обладающая свойствами ненюьтоновской жидкости, течет как смола и усиливает процесс изгибания слоев вокруг эруптивного канала (интрузии). На последующих этапах развития бассейна осадконакопления процесс формирования эруптивного канала и соответственно извержения ГВ продолжается в непрерывном режиме. Кратеры и эруптивные каналы грязевых вулканов создаются на фоне одновременного накопления терригенного материала. Только начальная стадия описанной схемы напоминает формирование диапировых структур, а последующие этапы развития эруптивного канала отличаются принципально.
2. В ЮКВ и ее продолжении на суше, т.е. в Нижнекуринском и Шамахы-Гобустанском и Абшеронском прогибах, где развит грязевой вулканизм, разуплотненный слой связан с майкопским глинистыми отложениями. Глинисто-песчаные пласты от плиоценовых до четвертичных представляют собой резервуары для накопления флюидов.
3. Отложения эпох кайнозоя привносились в бассейн, где развит грязевой вулканизм, в результате деятельности речных артерий, транспортирующих в нее глинистый материал с трех направлений – с северо-запада (Палеокура и Палеопирсагат), севера (Палеоволга) и северо-востока (Палеоамур).

ГЛАВА 7.

РОЛЬ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

7.1. Условия формирования углеводородов

Процессы генерации нефти и газа из материнских пород обусловлены седиментационным и постседиментационным (в основном гравитационным) уплотнением отложений, сопровождающимся ростом пластового давления и температуры при сохранении восстановительных условий среды и росте внутренней потенциальной энергии нефтегазоматеринских пород [Лидер, 1986]. Образование жидких углеводородов начинается при 65^0С и заканчивается в интервале температур $135\text{-}150^0$С. Эта так называемое «жидкое окно» отвечает средним глубинам 3.0 км на площадях с нормальным геотермическим градиентом. Образование природного газа происходит при более высоких температурах – в интервале $120\text{-}200^0$С.

Процесс миграции флюидов из нефтегазоматеринских глин (в ЮКБ майкопские отложения) в направлении снижения гидравлических напоров начинается при погружении осадков на глубину более 1.0 км, давлении 150-200 кг/$см^2$ и пластовой температуре выше 50°С [Тиссо, Вельте, 1981]. При этом начальная фаза перемещения углеводородов, т.е. первичная миграция, происходит в основном под действием дифференциальных сил напряжения, возникающих при уплотнении осадков внутри пласта в котором они образовались.

Образование залежи может происходить в результате перемещения микронефти в материнских породах, а затем микронефти-нефти, собравшейся в глобулы нефтяной эмульсии, "шнурка" нефти в коллекторах до тех пор, пока они не попадут в ловушку. Последняя может образоваться и в материнской толще за счет приобретения породами коллекторских свойств на каком-то определенном участке. Такие залежи, связанные с майкопским материнским пластом, обнаружены в Азербайджане на месторождениях Газанбулаг в Среднекуринской впадине и Сиазаньская моноклиналь в Прикаспийско-Губинском нефтегазоносном районе.

Месторождения формируются при наличии каналов миграции, соединяющих очаг нефтегазообразования с вышерасположенной геологической средой, где должны находиться коллекторы и флюидоупоры. Как показано в работе [Юсубов, 2018], большинство обнаруженных месторождений в районе, охваченном настоящими исследованиями, приурочено к коллекторам, созданным палеоречными артериями.

В одной из последних работ [Ализаде, 2018] указано: "...Изотопно-геохимическая корреляция нефтей ПТ и керогена из различных интервалов палеогена-миоцена показывает, что они являются смесью нефтей, поступающих из доплиоценовых отложений…". При этом авторы приходят к выводу, что $С_{орг}$ отложений майкопа и диатомовой свиты доминируют в формировании нефтей резервуаров ПТ. В работе [Ализаде, 2018] приводятся также результаты исследования вопроса миграции углеводородов и механизм заполнения ловушек ПТ, где основная роль уделена фильтрационной форме массопереноса (субвертикальной миграции по глубинным разломам, тектоническим нарушениям, каналам грязевых вулканов). Представляется, что толщины и, следовательно, общий объем диатомовой части разреза не позволяют говорить о каких-то высоких потенциалах их участия в заполнении резервуаров, обнаруженных в ПТ. По нашим данным, полученным по результатам интерпретации данных сейсморазведки, в районах развития обнаруженных месторождений толщина диатомовой свиты не превышает 400 м.

Предположения о миграции углеводородов по субвертикальным глубинным разломам и тектоническим нарушениям не находят подтверждения при интерпретации данных сейсморазведки. Дело в том, что пределах Южно-Каспийскоой впадины большинство разломов, образованных в результате Альпийской складчатости, не находят своего отображения на кайнозойском этаже геологических разрезов [Юсубов, 2020], зоны нарушения сплошности пластов на кайнозойском интервале рассредоточены в основном по контуру (вблизи куполов) диапировых структур. Такой вывод обоснован в главе 4.

Независимо от точки зрения на происхождение нефти, геологи-нефтянники отмечают прямое участие дизьюнктивных движений в формировании зон нефтегазонакопления и месторождений. Этот вопрос наиболее полно освещен в монографии [Б.Тиссо, 1981]. Заметный вклад в исследование этого направления внесли научно-практическая (1994) и Международная (1999) конференции «Блоковое строение земной коры и нефтегазоносность» [Блоковое строение….,1994; Блоковое строение….,1999]. В работе [Керимов, 2012] подчеркивается необходимость изучения тектонических разломов на ЮКБ и их значимость при оценке нефтегазоносности недр в целом и месторождений в частности. Однако,

как показали результаты выполненной за последние 10 лет интерпретации данных сейсморазведки МОГТ, в ЮКВ нет разломов [Юсубов, 2020], соединяющих материнские породы с пластами продуктивной толщи (ПТ), где обнаружены основные нефтегазовые месторождения (см. глава 4.)

После формирования нефти и газа в материнской породе некоторая часть их выдавливается из непроницаемого сланца. Если обогащенные органическим веществом аргиллиты были погребены на достаточную глубину, т. е. в зоне (очаг) нефтегазообразования, то на следующем этапе начнется миграция углеводородов от очага к пористым породам (первичная миграция), затем каналами миграции – в подходящую ловушку (вторичная миграция). Углеводороды перемещаются в водной среде под действием дифференциальных сил напряжения, возникающих при уплотнении осадков. Направление движения углеводородов определяется в основном направлением движения потока вдоль локальных или региональных градиентов давления: возможна их миграция вверх, вниз и в стороны в зависимости от конкретных условий. Процесс будет продолжаться до тех пор, пока не прекратится воздействие движущих сил. Некоторыми исследователями установлена миграция углеводородов на сотни километров и более [Лидер, 1986; Тиссо, 1981, Хайн, 2010]. Этому способствуют низкая вязкость горячей сырой нефти и наличие газов в растворе. Образование залежи происходит в результате перемещения микронефти в материнских породах, а затем нефти, собравшейся в глобулы нефтяной эмульсии, "шнурка" нефти в коллекторах до тех пор, пока они не попадут в ловушку. Последняя может образоваться и в материнской толще за счет приобретения породами коллекторских свойств на каком-то определенном участке. Однако, как видно на рис. 7.2, обнаруженные месторождения в районе, охваченном настоящими исследованиями, приурочены к коллекторам, созданным палеоречными артериями околосводовых грязевых вулканов.

На рис.6.5 видно, что образованная под воздействием седиментационной нагрузки сила распределяется по всей поверхности жидкой массы равномерно, в результате чего в выпуклой поверхности создаются зона растяжения и система разрывов. Эти разрывы являются первыми каналами, по которым разжиженная глиняная масса выжимается в сторону дневной поверхности. В результате этих процессов элизионная система, наполненная неньютоновской жидкостью (в нашем случае майкопские глины), вызывает дополнительные силы растяжения по поверхности интрузии, создающие разрывные нарушения в вышележащем пространстве, в котором происходит внезапная разгрузка напряжений;

неньютоновская жидкость разжижается и устремляется вверх по разрывам, создаваемым самим процессом. Очевидно, что эта жидкость, содержащая массу грязи и углеводородов, первоначально заполняет пористые зоны с газом, нефтью и водой. Процесс продолжается до тех пор, пока давление, созданное нагнетаемой жидкостью, выше давления в поровом пространстве. При достаточном давлении жидкость прорывает себе путь к поверхности. Таким образом создаются залежи и эруптивные каналы грязевого вулкана. Как показывают результаты геологической интерпретации данных сейсморазведки, в создании залежей и эруптивных каналов грязевых вулканов участвует глинистый материал, выжимаемый из площади радиусом 10 км и более, что создает благоприятные условия для горизонтальной (вначале) и вертикальной миграции углеводородов. При таких механизмах миграции углеводород может мигрировать также к краям осадочного бассейна и образовывать серию залежей. При этом радиус горизонтальной миграции углеводородов может достигать сотен километров [Лидер, 1986; Хайн, 2010].

Из сказанного вытекает, что ГВ в ЮКВ является основным механизмом, создающим процесс миграции углеводородов в трехмерной геологической среде. При этом каналами миграции служат эруптивные каналы грязевых вулканов и трещины растяжения, созданные процессом формирования диапировых структур. На рис. 7.1 стрелками отмечены направления миграции углеводородов из нефтематеринской толщи в коллекторы. На данной площади ЮКВ нефтематеринской толщей являются майкопские глинистые отложения, коллекторами – песчаные пласты низов продуктивной толщи (галинский, подгырмакинский, гырмакинский, надгырмакинский песчаные пласты), свита перерыва (здесь выделяется на три песчаные горизонты) и песчаные пласты балаханской свиты (X, IX и VIII горизонты). На некоторых участках обнаружены насыщенные нефтью и газом линзовидные обьекты в глинистой надгырмакинской свите.

Если принять во внимание, что практически все месторождения, расположенные на территории развития грязевого вулканизма, осложнены эруптивными каналами грязевых вулканов, связанных с майкопскими отложениями (рис 7.2 и 7.3), то механизм заполнения резервуаров продуктивной толщи за счет вертикальной миграции углеводородов доказывается весьма убедительно. Эти резервуары подпитываются главным образом за счет миграции углеводородов в реальном масштабе времени из прилегающих к эруптивным каналам грязевых вулканов площадей. Такое свойство углеводородных систем Южно-Каспийской впадины, в том числе раскрывающихся в ее сторону Нижнекуринского, Аб-

шеронского и Шамахы-Кобустанского прогибов, обеспечивает непрерывный поток нефти и газа к резервуарам разрабатываемых за более чем вековой период месторождений, находящихся в зоне развития грязевого вулканизма.Такой механизм позволяет отнести эти резервуары к неистощаемой категорию.

Как видно, из рисунков 3.12-3.15 а также рис. 7.2 и 7.3, в зоне развития грязевого вулканизма нет разломов, соединяющих нефтематеринскую толщу с пластами где размещены резервуары, следовательно эту функцию выполняет эрруптивный канал ГВ.

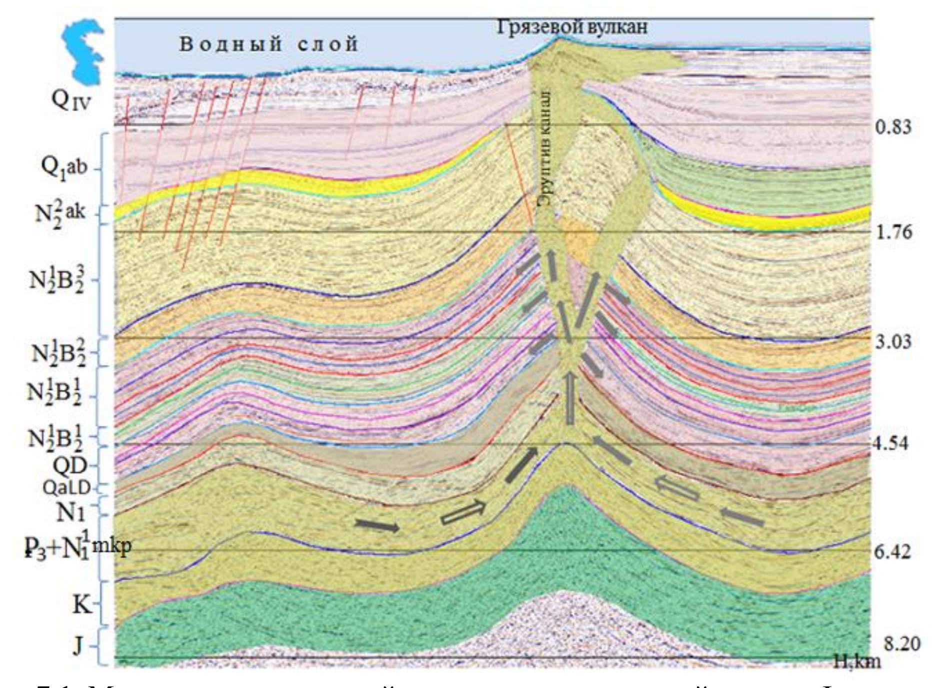


Рис.7.1. Модель углеводородной и грязевовулканической систем: J – отложения юрского периода, K – отложения мелового периода, $P_3+N_1^1mkp$ – отложения (нефтематеринские) майкопского этажа, N_1 – отложения (нефтематеринские) понтического этажа, QaLD – песчано-глинистые отложения галинской свиты ПТ, QD –отложения гырмакинской свиты (подгырмакинская песчанистая с глинистыми прослойками, надгырмакинская песчанистая и надгырмакинская глинистая пачки), $N_2^1B_2^1f$ – отложения «свиты перерыва» балаханского яруса ПТ (здесь делится на три условные песчанистые пачки с глинистыми прослойками), $N_2^1B_2^1b$ – X, IX и VIII песчаные горизонты балаханской свиты, разделенные глинистыми прослойками, $N_2^1B_2^2$ – глинистая сабунчинская свита ПТ, $N_2^1B_2^3$ – глинистая сураханская свита ПТ, N_2^2ak –акчагыльский глинистый горизонт плиоценовой эпохи, Q_1ab – абшеронский этаж плейстоценовой эпохи, Q_{IV} –постабшеронские отложения плейстоценовой эпохи.

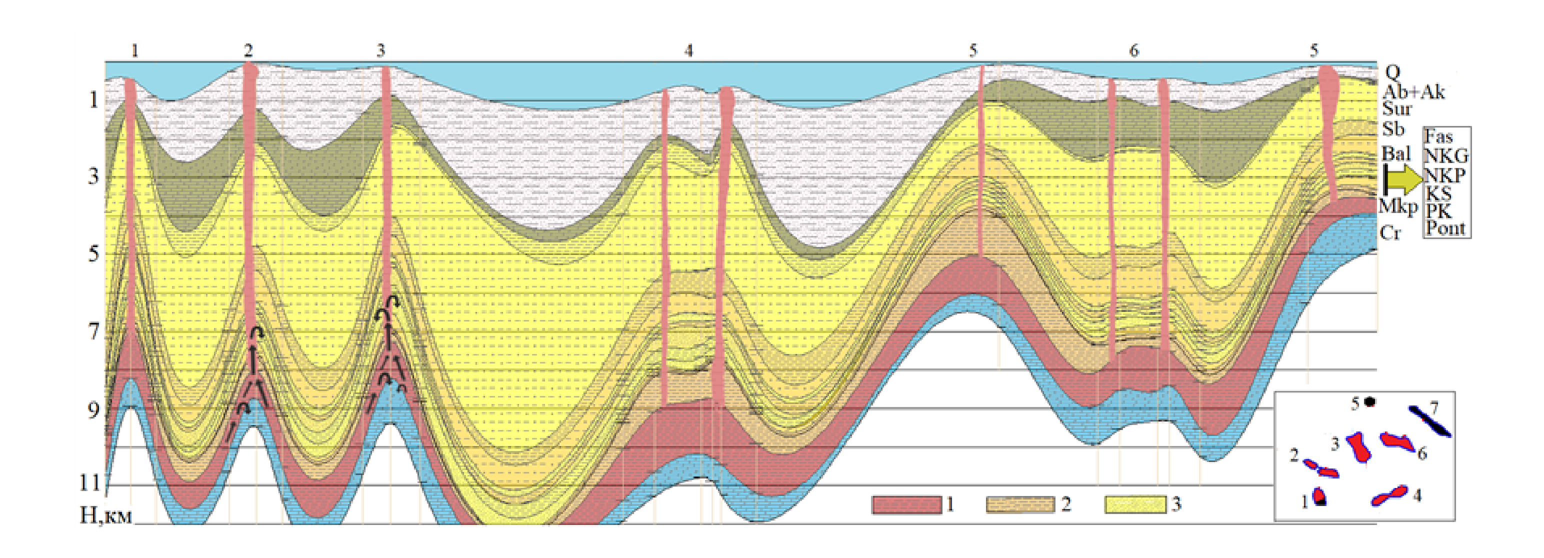


Рис. 7.2. Углеводородная система по данным сейсморазведки и глубокого бурения: 1 и 2 – нефтегазогенерирующие отложении майкора и миосена; 3 – коллекторы продуктивной толщи (горизонты балаханской свиты, свиты перерыва и кирмакинской свиты). Стрелками черного цвета показаны направления углеводородов генерированных в майкопских и миоценовых отложениях.

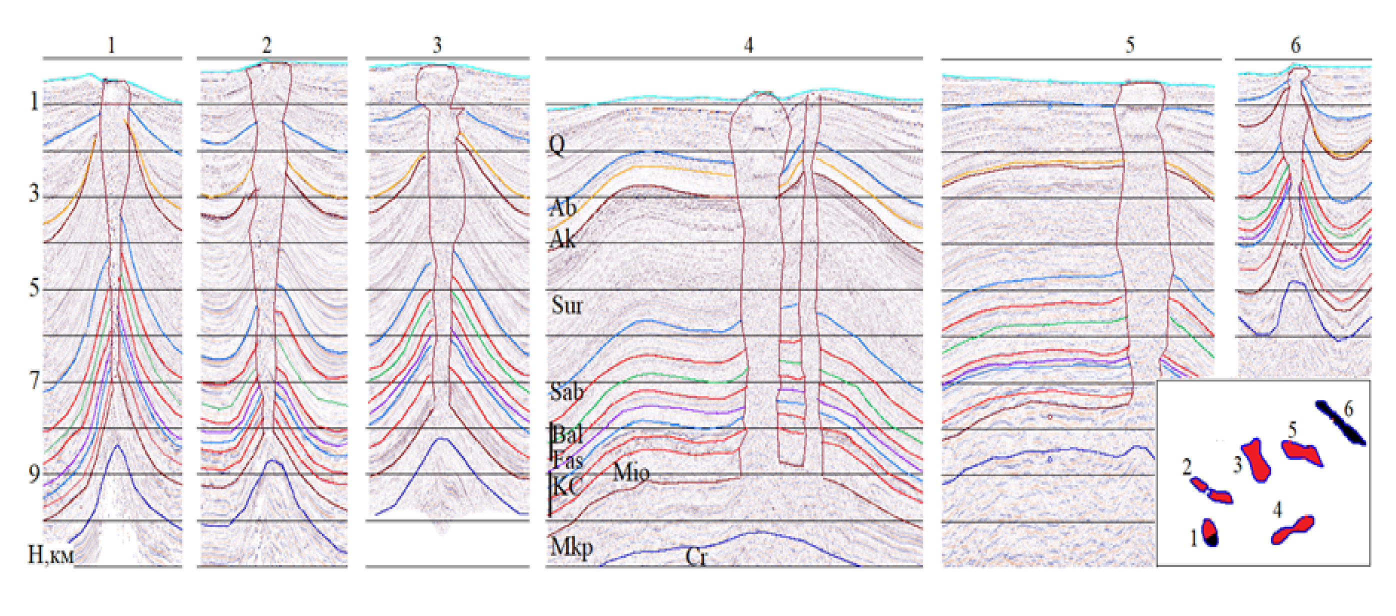


Рис.7.3.Углеводородная система по данным трехмерной сейсморазведки

7.2. Объем майкопских отложений и углеводородный потенциал

На рис 3.1 отмечен контур площади накопления майкопских отложений, которые занимают ~108000 km^2. При средней мощности 1200 метров их общий объем составляет ~129600 $км^3$.

Из этой площади ~57000 $км^2$ занимает область развития грязевого вулканизм, где расположены основные нефтегазовые месторождения. Здесь объем майкопских отложений составляет ~$5.7x10^4$ x 1.2 = $6.84x10^4$ $км^3$.

Выполненная работа по данным сейсморазведки и ГИС показывает, что скорость накопления майкопских отложений составляла ~110 м/млн.лет. Этот фактор позволяет оценить майкопский бассейн осадконакопления как быстропогружающийся.

Известно, что в быстропогружающихся бассейнах обьем $C_{орг}$ может достигать минимум 1% [Али-заде,1975]. Из этого обьема сохраняется: 0.01% $C_{орг}$ в низкоскоростном (2-6 мм за 1000 лет), 0.1-2.0% – в среднескоростном (20-130 мм за 1000 лет) и 11-18% – в бысропогружаюшихся (660-1400 мм за 1000 лет) бассейнах.

Если учитывать эти условия, тогда объем $C_{орг}$ составит $6.84x10^{11}$ $м^3$. А при сохранности 11-18% $C_{орг}$ такой объем составит $7.52x10^{10}$-$1.23x10^{11}$$м^3$.

Известно, что 30% $C_{орг}$, входящего в зону нефтегазообразования, превращается в углеводороды, что составляет $2.26x10^{10}$-$3.69x10^{10}$ $м^3$ т.н.э. При учете извлекаемости из него 20% $C_{орг}$ майкопский бассейн, где развит грязевой вулканизм, содержит запас углеводородов в объеме от $4.51x10^9$ т.н.э. (при сохранности $C_{орг}$ 11%) до $7.39x10^9$ т.н.э. (при сохранности $C_{орг}$ 18%).

По данным работ (Юсубов, 2011; Юсубов, 2019; Гулиев, 2020; Юсубов, 2020; Юсубов, 2018) в образовании углеводородных месторождений основная роль принадлежит грязевому вулканизму, а корни грязевых вулканов располагаются на глубинах до 10 км, тогда становится очевидным, что перспективы нефтегазоносности в регионе развития ГВ связаны с вышеуказанными с глубинами (т.е. 10 км).

Выводы к главе 5

1. Майкопские отложения наиболее обогащены органическим веществом и битуминозными компонентами в разрезе мезокайнозоя. $C_{орг}$ в них достигает 3-4%. Этот вывод относится в основном к площадям на суше. Однако условия седиментации этих отложений, связь эруптивных каналов грязевых вулканов

с ними и нефтегазоносными месторождениями указывают, что майкопские отложения в морской части территории Азербайджана характеризуются аналогичными, возможно, лучшими свойствами. При учете извлекаемости 20% сгенерированной углеводородной смеси, майкопский бассейн, где развит грязевой вулканизм, содержит запас углеводородов в объеме от $4.51x10^9$ т.н.э. (при сохранности $С_{орг}$ 11%) до $7.39x10^9$ т.н.э. (при сохранности $С_{орг}$ 18%).

2. Грязевой вулканизм в ЮКБ является основным механизмом, регулирующим процесс миграции углеводородов в трехмерной геологической среде. При этом каналами миграции служат эруптивные каналы грязевых вулканов и трещины растяжения, созданные самим процессом формирования эруптивных каналов.
3. В зоне распространения ГВ нефтематеринской толщей являются майкопские глинистые отложения, коллекторами – песчаные пласты низов продуктивной толщи (галинская, подгырмакинская, гырмакинская, надгырмакинская песчаная пласты), свита перерыва (разделяется на три песчаных горизонта) и песчаные пласты балаханской свиты (X, IX и VIII горизонты). Здесь на некоторых участках обнаружены насыщенные нефтью и газом линзовидные обьекты в глинистой надгырмакинской свите. Эти резервуары подпитываются главным образом за счет миграции углеводородов в реальном масштабе времени из площадей, прилегающих к эруптивным каналам грязевых вулканов. Такое свойство углеводородных систем Южно-Каспийской впадины, в том числе, раскрывающихся в ее сторону Нижнекуринского, Абшеронского и Шамахы-Гобустанского прогибов, обеспечивает непрерывный поток нефти и газа к резервуарам разрабатываемых за более чем вековой период месторождений, находящихся в зоне развития грязевого вулканизма. Такой механизм позволяет отнести эти резервуары к неистощаемой категории.

РЕЗЮМЕ

Использование новых технологий, прежде всего дву-трехмерной сейсморазведки, современных аналитических инструментов (биомаркерные и изотопные), а также бассейнового моделирования позволило существенно дополнить наши представления о грязевом вулканизме.

Согласно данным сейсморазведки МОГТ центральная часть грязевого вулкана (эруптивный канал) представляет собой трехмерную геометрическую фигуру неправильной формы (конусообразную, иногда цилиндрическую), заполненную жидкой грязевой (флюидной) массой. Поперечные сечения являются эллипсами неправильной формы, длинная ось эруптивного канала имеет размеры, как правило, от нескольких метров до десятков километров, а короткая ось – от нескольких метров до нескольких километров. Высота эруптивного канала в ЮКВ достигает 12 км и более.

Деятельность грязевых вулканов началась в раннемиоценовое время, продолжалась во всех стратиграфических интервалах развития и сохраняется в настоящее время, корни эруптивных каналов грязевых вулканов связаны с майкопскими отложениями. Интенсивные извержения отдельных ГВ происходят не на всех участках площади развития грязевого вулканизма одновременно. Активизация деятельности грязевых вулканов наблюдается также в современную эпоху. Процессы извержения ГВ характеризуется периодичностью.

В деятельности ГВ выделяются две стадии: эксплозивная и грифонная. Первая стадия сопровождается мощными выбросами газов, твёрдых обломков пород и грязи, которые иногда поднимаются на высоту до нескольких сотен метров. На грифонной стадии ГВ из эруптивного канала выделяется жидкая грязь, иногда густая масса переработанной породы – сопочная брекчия. На акустических и сейсмических записях морских площадей эти процессы фиксируются соответствующими имиджами.

Особенности проявления ГВ определяются тектонической позицией и общим строением региона.

Кристаллический фундамент территории Азербайджана делится в основном на пять тектонических блока: Среднекуринскую впадину, Средне- и Южно-Каспийскую впадин, области Большого и Малого Кавказа. Следует отметить, что в блоках А и Б условия бассейнов осадконакопления мезокайнозойского комплекса отложений схожи, однако палеоисточники сноса и палеоречные артерии транспортировки терригенного материала существенно отличаются.

Благодаря выполненному исследованию было установлено, что зоны тектонических разломов, ранее выделенные на основе геологических и гравиметрических данных, не просматриваются. Выводы исследователей о механизме образования ГВ исключительно в связи с тектоническими разломами (разрывами), не подтверждаются результатами структурной интерпретации данных сейсморазведки МОГТ, охватывающих глубины до 30 км.

Итоги сейсмостратиграфического анализа данных сейсморазведки МОГТ показали, что осадочный комплекс в Азербайджанском секторе Каспийского моря охватывает интервал геологического времени от палеозоя до четвертичного периода. Регион исследований в эту эпоху представлял собой единый бассейн осадконакопления. Активные тектонические процессы, начавшиеся в мезозое, а возможно, и в палеозое, продолжались до конца мела, а с начала кайнозойского и четвертичного периодов происходили в относительно замедленном темпе. Максимальная мощность осадочного слоя достигает более 20.5 км

Скорость погружения Южно-Каспийского бассейна с начала олигоцена и до конца плиоцена составила более 100 м за миллион лет. Во время миоцена скорость осадконакопления значительно сократилась, что указывает на уменьшение темпа погружения бассейна. В позднем миоцене в Каспийском бассейне резко понизился уровень моря. В начале плиоцена процесс погружения акустического фундамента в этом бассейне вновь резко ускорился, и в результате за 5 миллионов лет в отдельных районах моря накопилось более 8 км осадков.

Как показали наши исследования, вогнутость на кривых Буге, наблюдаемая в Южно-Каспийской впадине, является результатом увеличения глубины залегания фундамента в центральной ее части и смены более плотных пород менее плотными (дефицит массы). Предполагается, что эта вогнутость не связана с утонением здесь консолидированной коры.

Согласно сейсмическим данным в пределах исследуемого региона региональные разломы, ранее отмеченные другими исследователями, не просматриваются. Глубокие синклинали с круто наклоненными бортами, проходят параллельно оси простирания мезозойских Северо-Абшеронской и Абшерон-Прибалханской зон поднятий. Южные борта синклиналей характеризуются сильным (до 80°) наклоном, которые, вероятно, принимаются некоторыми исследователями как тектонические разломы.

В зоне сочленения Средне-Каспийской и Южно-Каспийской впадин (севернее от Абшероно-Прибалханского порога) согласно сейсмологическим и сейсмическим (МОГТ) данным не наблюдается геолого-

геофизических признаков субдукции коры ЮКВ под эпигерцинскую платформу.

Проведенный статистический анализ пространственного распределения землетрясений и ГВ показывает, что процессы извержения ГВ и происхождение землетрясений не имеют генетической связи. Эти выводы подтверждаются и тем фактом, что большая часть территории, где развит грязевой вулканизм, относится к асейсмичной категории.

Исходя из изотопно-геохимических данных, флюидогенерация в ЮКБ происходит в широком стратиграфическом интервале отложений – от мезозойских до низов плиоценовых включительно. Корни грязевых вулканов расположены на глубине 10-12 км, что совпадает с зонами активной флюидогенерации и данные сейсморазведки подтвержают сказанное.

Зоны нефте- и газогенерации смещены друг по отношению к другу. Зона нефтяного окна в самой глубокопогруженной части Южно-Каспийской впадины находится в интервале 6-12 км, газового окна – до 18 км. В бортовых частях бассейна зона газового окна располагается в интервале 6-8 км.

Зоны генерации углеводородных газов и водных флюидов гипсометрически и стратиграфически совпадают. Однако ее нижняя граница водных флюидов находится несколько ниже и охватывает интервал генерации термометаморфической углекислоты.

Пространственное совпадение зон газогенерации и водных флюидов (дегидратации глинистых минералов) вкупе с высокой скоростью осадконакопления и погружения впадины привели к перенасыщению глинистых толщ газо-водными флюидами, созданию аномально-высоких поровых и пластовых давлений и формированию “разуплотненных возбужденных” тел. Возникает устойчивая инверсия плотности.

В слоисто-неоднородной геологической среде при инверсии плотности вся система напластований является гравитационно неустойчивой. Это приводит к образованию диапиров, диатрем и интрузий в вышележащей среде. Образование подобного рода интрузий возможно при формировании осадочной системы, состоящей из переслаивающихся глин с песками, что свойственно для рассматриваемой территории. При таких геологических системах интрузии начинают расти и выходить на поверхность с глубины около 150 м. На последующих этапах развития бассейна осадконакопления высота интрузии продолжает расти под геостатическим давлением, созданным вышележащей средой. При более длительном непрерывном давлении глинистая масса (находящаяся в ядре структуры), обладающая свойствами неньютоновской жидкости,

течет как смола и усиливает процесс изгибания слоев вокруг эруптивного канала (интрузии). В дальнейшем процесс формирования эруптивного канала и соответственно извержения ГВ продолжается в непрерывном режиме. Кратеры и эруптивные каналы грязевых вулканов создаются на фоне одновременного накопления терригенного материала. Только начальная стадия описанной схемы напоминает формирование диапировых структур, а последующие этапы развития эруптивного канала принципально отличаются.

В ЮКВ и ее продолжении на суше, т.е. в Нижнекуринском и Шамахы-Гобустанском и Абшеронском прогибах, где развит грязевой вулканизм, разуплотненный слой связан с майкопскими глинистыми отложениями. Глинисто-песчаные пласты от плиоценовых до четвертичных представляют собой резервуары для накопления флюидов.

Майкопские отложения являются наиболее обогащенными органическим веществом и битуминозными компонентами в разрезе мезокайнозоя. $C_{орг}$ в них достигает 3-4%. Этот вывод относится в основном к площадям на суше. Однако условия седиментации этих отложений, связь эруптивных каналов грязевых вулканов с ними и нефтегазоносными месторождениями указывает, что майкопские отложении в морской части территории Азербайджана характеризуются аналогичными, возможно, и лучшими, свойствами. При учете извлекаемости 20% сгенерированной углеводородной смеси, майкопский бассейн, где развит грязевой вулканизм, содержит запас углеводородов в объеме от 4.51×10^9 т.н.э. (при сохранности $C_{орг}$ 11%) до 7.39×10^9 т.н.э. (при сохранности $C_{орг}$ 18%).

Отложения кайнозоя, в которых наряду с породами – источниками УВ имеются хорошие резервуары, привносились в бассейн в результате деятельности речных артерий, транспортирующих в него материал с трех направлений – с северо-запада (Палеокура и Палеопирсагат), севера (Палеоволга) и северо-востока (Палеоамур).

Грязевой вулканизм в ЮКБ является основным механизмом, регулирующим процесс миграции углеводородов в трехмерной геологической среде. При этом каналами миграции служат эруптивные каналы грязевых вулканов и трещины растяжения, созданные самим процессом формирования эруптивных каналов.

В связи с этим любой грязевый вулкан является не только свидетельством наличия активной углеводородной системы, но и прямым признаком нефтегазоносности.

В зонах размещения грязевых вулканов объектами поисков могут быть :

- песчаные пласты низов продуктивной толщи (галинская, подгырмакинская, гырмакинская, надгырмакинская песчаная пласты), свита перерыва (здесь разделяются три песчаных горизонта) и песчаные пласты балаханской свиты (X, IX и VIII горизонты). Также на некоторых участках обнаружены насыщенные нефтью и газом линзовидные обьекты в глинистой надгырмакинской свите. Эти резервуары подпитываются главным образом за счет миграции углеводородов в реальном масштабе времени из площадей, прилегающих к эруптивным каналам грязевых вулканов. Такое свойство углеводородных систем Южно-Каспийской впадины, в том числе, раскрывающихся в ее сторону Нижнекуринского, Абшеронского и Шамахы-Гобустанского прогибов, обеспечивает непрерывный поток нефти и газа к резервуарам разрабатываемых за более чем вековой период месторождений, находящихся в зоне развития грязевого вулканизма. Такой механизм позволяет отнести эти резервуары к неистощаемой категории.

Список литературы

Агаев В.Б., Гусейнов Г.М., Баламедов Ш.Р., Амиров Э.Ф. Каспий: Происхожение. геодинамика и стратиграфия // Baki Univcrsitetinin xeberleri, 2006, № 1, с. 86-101.

Алиев А.И, Алиев Э.А. Нефтегазоносность больших глубин. Проблемы прогнозирования, поисков и разведки. Баку, Оскар, 2011, 420 с.

Алиев Ад.А. Грязевые вулканы Каспийского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2014, № 1, с. 33-44.

Алиев Ад.А., Гасанов А.Г., Байрамов А.А. и др. Землетрясения и активизация грязевулканической деятельности (причинная связь и взаимодействие). Тр. Ин-та геол. НАН Азерб., 2001, № 29, с. 26-38.

Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Баку, «Nafta-Press», Sandro Teti Editore, 2015, 322 с.

Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Рахманов Р.Р. Каталог извержений грязевых вулканов Азербайджана (2008-2019 гг.). Баку, Элм, 2019 с.

Али-заде А.А., Ахмедов Г.А., Алиев Г.-М.А. и др. Оценка нефтепроизводящих свойств мезо-кайнозойских отложений Азербайджана. Баку, Элм, 1975, 139 с.

Ализаде А.А., Гулиев И.С., Мамедов П.З. и др. Продуктивная толща Азербайджана. В 2-х т. Москва. ООО «Издательский дом Недра», 2018, Т.1 – 305 с. Т. 2 – 236 с.

Ализаде А.А., Салаев С.Г., Алиев А.И. Научная оценка перспектив нефтегазоносности Азербайджана и Южного Каспия и направления поисково-разведочных работ. Баку, Элм, 1985, 252 с.

Артюшков Е.В. Образование глубоководной впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре. Геология и геофизика, 2007, т, 48, №12, с.1289-1306 (http://www.izdatgeo.ru).

Геология Азербайджана, том IV – Тектоника. Баку, «Nafta-Press», 2005, 506 с.

Геология Азербайджана, том VII – Нефть и газ. Баку, «Nafta-Press», 2008, 672 с.

Гулиев И.С., Алиева Э.Г., Гусейнов Д.А. Глубинные очаги углеводорообразования в Южно-Каспийском нефтегазоносном бассейне. Труды Института геологии НАН Азербайджана, Баку, 2001, № 29, с. 79-99.

Гулиев И.С., Гусейнов Д.А., Фейзуллаев А.А. Геохимические особенности и источники флюидов грязевых вулканов Южно-Каспийского осадочного бассейна в свете новых данных по изотопии углеводородов, водорода и кислорода // Геохимия, 2004, № 7, с. 792-800.

Гулиев И.С., Кадиров Ф.А. Об одном механизме внутрипластовой миграции углеводородов // Доклады АН России, 2000, т. 373, № 4, с. 506-509.
Гулиев И.С., Фейзулаев А.А., Гусейнов Д.А. Изотопный состав углерода нефтей Южно-Каспийской мегавпадины // Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1999, № 6.
Гулиев И.С., Фейзулаев А.А., Гусейнов Д.А. Изотопный состав углерода углеводородных флюидов Южно-Каспийской мегавпадины // Геохимия, 2001, № 3, с.271-278.
Гулиев И.С., Юсубов Н.П., Гусейнова Ш.М. О механизме образования грязевых вулканов в Южно-Каспийской впадине по данным 2D/3D сейсморазведки. // Физика Земли, 2020, № 5, с. 131-138.
Керимов К.М. Карта тектонического районирования нефтегазоносных районов Азербайджана. Составители: Керимов К.М., Гусейнов А.Н., Гаджиев Ф.М., Гасанов И.С., Гусейнов Г.А., Кочарли Ш.С., Зейналов М.М. Баку фабрика картографии, 2002.
Керимов К.М., Новрузов А.К., Данешвар С.Н. Глубинные разломы и некоторые особенности нефтегазовых месторождений в Южно-Каспийской мегавпадине // Вести Бакинского Университета, 2012, № 3, с.69-78.
Лидер М.Р. Седиментология (пер. с англ.). Москва, Мир, 1986, 439 с.
Лобовский Л.И., Ковачсв С.А., Мерклин Л.Р. Исследования осадочной толщи морей России высокоразрешающими сейсмологическими методами для оценки их ресурсного потенциала и рационального освоения // 2011, Материалы конференции памяти С.С. Лаппо - www.ocean.ru
Лукк А.А., Шевченко В.И. Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли, 2019, № 4, с. 99-123.
Метаксас Х.П., Рзаев А.Г., Исаева. Параметры сейсмической опасности Шамахы-Исмаиллинской очаговой зоны землетрясений // Каталог сеймопрогнозов на территории Азербайджана, 2011 с. 314-321.
Салаев С.Г. Олигосен-миоценовые отложения юго-восточного Кавказа и их нефтегазоносность. Баку, Изд.Академии наук Азербайджанской ССР, 1981. – 255 с.
Тиссо Б., Вельте. Д. Образование и распространение нефти (Перевод с английского). Москва, Мир, 1981, 501 с.
Устюгов Г.В., Ершов В.В. Извержение грязевых вулканов Азербайджана и их корреляция с сильными землетрясениями // Вестник ВГУ. Серия: Геология, 2019, № 4, с.6-13.
Хайн Норман Дж. Геология, разведка, бурение и добыча нефти (пер. с англ.). Москва, ЗАО "Олимп-Бизнес", 2010, 752 с.

Хаустов В.В. О глубинных водах Южно-Каспийской впадины // Ученые записки: электронный научный журнал Курского государственного университета, 2011, № 2 (18).

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис Литология и полезные ископаемые, 2002, № 3, с. 227-241; № 4, с. 339-358.

Шехали А.Ш. Влияние энергии землетрясений на частоту извержений грязевых вулканов // Геология, география и глобальная энергия, 2013, № 2 (49), с. 7-18.

Юсубов Н.П. Гулиев И.С. Гигантские грязевулканические системы Южно-Каспийского бассейна // Доклады НАН Азербайджана, 2020, № 1-2, с. 39-46.

Юсубов Н.П. К вопросу о разломной тектонике депрессионных зон Азербайджана по данным сейсморазведки // SOCAR Proceedings, 2020, № 3, с. 011-017.

Юсубов Н.П. К вопросу о существовании Западно-Каспийского разлома // АНХ, 2017а, № 4, с. 12-17.

Юсубов Н.П. О связях очагов промежуточных и мелкофокусных землетрясений с тектоническими разломами по данным сейсморазведки методом общей глубинной точки. // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело, 2017б, Т.16, № 4, с. 304-312.

Юсубов Н.П. Особенности сейсмичности нефтегазовых областей Азербайджана. // Геофизика, 2012, № 2, с. 48-53.

Юсубов Н.П., Ализаде Г.М., Раджабли Дж. Грязевой вулканизм и миграция углеводородов. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2019, № 8(332), с.14-19.

Юсубов Н.П., Гулиев И.С. Некоторые особенности структуры осадочного комплекса отложений Средне- и Южно-Каспийской впадины (Азербайджанский сектор) // Геофизика, Украина, 2021, № 4, Т.43, с. 199-216.

Юсубов Н.П., Гулиев И.С. Роль грязевого вулканизма в образовании нефтяных и газовых месторождений. // Азербайджанское нефтяное хозяйство, 2018, № 9, с. 13-24.

Юсубов Н.П., Гулиев И.С., Гусейнова Ш.М. Палеообстановки осадконакопления, грязевой вулканизм и миграция углеводородов в Южно-Каспийском бассейне. // Геофизика, Украина, 2020, № 3, с. 197-207.

Юсубов Н.П., Кулиев И.С. Сейсмическая модель грязевулканической системы. // АНХ, 2011, № 3, с.12-20.

Якубов А.А., Али-заде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджана. Атлас. Баку, Элм, 1971, 256 с.

Dimitrakopoulos R. and Muehlenbachs K. Biodegradation of petroleum as a source of 13C-enriched carbon dioxide in the formation of the carbonate cement. Chemical Geology: Isotope gtoscience section, 1987, Vol. 65, № 3-4, pp. 283-291.
Granath, J.W., Soofi, K.A., Baganz, O.W., & Bagirov, E. (2007). Gravity modeling and its im-plications to the tcctonlcs of the South Caspian Basin. In P.O. Yilmaz, G.H. Isaksen (Eds.), *Oil-andgas of the Gteater Gavpian area* (Vol. 55, pp. 43-46). AAPG Studies in Geology.
Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M. (). Active tectonics of the South Caspian Basin // Geophysical Journal International, 2002, Vol. 148(2), pp. 214-245.
Kadirov F., Mamedov S., Reilinger R., McClusky S. Some data on modem tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (According to global positioning system measurement) // Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences, The Sciences of Earth, 2010, № 1, c. 82-88.
Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Aк.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. // Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences, The Sciences of Earth, 2015, № 3, pp. 3-17.
Mellors R., Kilb D., Aliyev A. et al. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // J. Geoph. Res., 2007, Vol. 112, № B04304, 11 p.
Şengor A.M.C. A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman // The geology and tectonics of the Oman Region / Eds. A.H.F. Robertson, M.P. Searle, A.C. Ries. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1990, № 49, p. 797-831.
Yusifov Ö.V., Suleymanov Ə.M. Azərbaycanda Mezozoy çöküntülərində neft-qaz axtarışının geoloji əsasları. – Bakı:, 2015 Mars-Print NPF, 308 s.
Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics, 1986, v. 123, p. 181-211.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Юсубов Намаз Пути оглы



Родился (12.05.1948 г.) в селе Дара Басаркечарского района Арм. ССР. В 1970 году окончил геологоразведочный факультет Азербайджанский Институт Нефти и Химии им. Азизбекова (АзИНЕФТЕХИМ) по специальности геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Доктор геолого-минералогических наук. Заслуженный Инженер Азербайджанской Республики, активный член SEG - The Sosite of Exploration Geophysicist. Общее количество опубликованных научных работ – 100 (1-й монографии, 4-х книг, сооавтор 3-х томного учебника по сейсморазведке). Автор более 30 алгоритмов и программ по обработке сейсмозаписей более 50 научно-производственных отчетов. Количество научных работ, опубликованных за рубежом - 20.

Работал в тресте «Азнефтгеофизика»: помощником оператора сейсмостанции – 1970г., программистом в вычислительном центре – 1971-1977 гг., руководителем группы по внедрению новой техники и технологии – 1977-1979 гг., главным геофизиком по обработке и интерпретации данных сейсморазведки – 1979-1986 гг., главным геофизиком треста

"Азнефтгеофизика" – 1986-1992. С 1992-го по 2014 год руководитель трестом "Азнефтгеофизика".

Консультант начальника Управления геофизики и геологии при ГНКАР – 2014-2016 гг.

С 2016 года руководитель отдела «Геофизика нефти и газа» Института Нефти и Газа Национальной Академии Наук Азербайджана (г. Баку).

Основные научные достижения: является одним из основоположников школы цифровой обработки и интерпретации сейсмических данных в Азербайджане. Обеспечивая развитие этой области и внедрение инновационных технологий в сложных сейсмогеологических условиях, добился важных достижений при выявлении более чем 100 нефтегазовых месторождений. Им получены значительные результаты в области построения геологических и петрофизических моделей месторождений, в исследованиях системы грязевых вулканов и механизмов возникновения землетрясений на малых глубинах на основе геофизических данных. Под его непосредственным руководством более 50-ти специалистов (программисты, геофизики в области обработки и интерпретации сейсмических данных) овладели научно-техническими знаниями на уровне современных требований.

Область научных интересов: фильтрация и спектральный анализ сейсмических записей; сейсмостратиграфический анализ и прогнозирования геологических разрезов на основе анализа и геологической интерпретации динамических и кинематических параметров сейсмических волновых полей; сейсмогеологическая моделирования; построения петрофизических моделей на основе данных ГИС и сейсморазведки; нестандартные решения стандартных проблем геологоразведки; оценка перспектив нефтегазоносности территорий и тектонических структур на основе сейсмических данных, обоснование направлений геологоразведочных работ и поисково-разведочного бурения.



Гулиев Ибрагим Саид оглы

Доктор геолого-минералогических наук, академик, вице-президент Национальной Академии Наук Азербайджана (НАНА), главный редактор журнала «Азербайджанское нефтяное хохяйство», лауреат Государственной премии Азербайджанской Республики в области науки.

Н.П.ЮСУБОВ, И.С.ГУЛИЕВ

ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ И УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СИСТЕМЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

(По новейщим данным геофизических и геохимических исследований)

Директор издательства: *Сабухи Гахраманов*
Компьютерное оформление: *Равана Ильмангызы*
Художественное оформление: *Шалаля Меммед*